Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Großen Emme

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Walter Gigon
aus Fontenais (Kanton Bern)

Basel 1952
Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG.

Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Großen Emme

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Walter Gigon
aus Fontenais (Kanton Bern)

Basel 1952
Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG.

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der

Herren Professoren L. Vonderschmitt und M. Reichel.

Basel, den 20. Juni 1950.

Prof. Dr. R. Wizinger,
Dekan

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Sonderabdruck aus den
Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel
Band 63, Nr. 1, 1952

Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Großen Emme

Mit 19 Textabbildungen und 3 Tafeln

Von Walter Gigon

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 51
Einleitung 51

Helvetische Decke 54

I. Stratigraphie 54

A. Randkette 54
a) Kreide 54
b) Eozän 55
1. Quarzsandstein und Complanatenschichten 55
2. Discocyclinenschicht 56
3. Hohgantserie 57
4. Globigerinenmergel mit Wängenkalken 60

B. Stirnregion der Wildhorn-Drusberg-Decke 69
a) Obere Kreide 69
1. Seewerkalk 69
2. Wangschichten 70
b) Eozän 70
1. Discocyclinenschicht 70
2. Hohgantserie 71
3. Globigerinenmergel 72

II. Tektonik 73

A. Randkette 73
B. Stirnregion der Wildhorn-Drusberg-Decke 78

Habkern-Mulde 79

I. Stratigraphie 80

A. Habkernflysch (Priabonien) 80
1. Basale Flysch-Schuppe 81
2. Flysch mit Leimernpaketen 88
3. Wildflysch 102

B. Schlierenflysch (Oberkreide) 114

II. Tektonik 116
A. Habkernflysch 118
B. Schlierenflysch 123
Schlußbetrachtungen über den Flysch der Habkern-Mulde 124
Der Ablagerungsraum 124
Herkunft des Materials 126
Quartär 129
Zusammenfassung der Resultate 132
Literaturverzeichnis 133

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

1 Profil durch den Alpenrand in der Gegend von Habkern.
2 *Baculogypsina meneghinii* var. *tetraedra* SILVESTRI.
3 *Baculogypsina* aff. *meneghinii* var. *tedraedra* SILVESTRI.
4 *Pellatispira madaraszi* (VON HANTKEN).
5 *Fabiania cubensis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) var. *pustolosa* (KEIJZER).
6 *Fabiania cubensis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) var. *pustolosa* (KEIJZER).
7 Verlauf der Brüche im Abschnitt Hohlaub–Scherpfenberg.
8 Profil im Graben Heidbühl–Leimbach.
9 Profil im Bächlein Nollen–Tiefengraben.
10 Detailprofil in der Basalen Flysch-Schuppe. Traubach bei Erlen.
11 Profil im Graben SW Höchst.
12 Planskizze der Typlokalität Leimern.
13 Typlokalität Leimern. Vom Guggenhürli aus gesehen.
14 Geologisches Profil durch die Typlokalität Leimern.
15 Sandsteinbank mit Brocken von Leimernschichten (Photographie eines Dünnschliffes).
16 Profil im Emme-Zufluß von der Riedernalp.
17 Konglomerat an der Habkernstraße.
18 Wildflyschprofil im Lombach K. 930.
19 Grenze Basale Flysch-Schuppe–Wildflysch im Traubachquertal.

VERZEICHNIS DER TAFELN

I Geologische Karte des Habkerntales und des Quellgebietes der Großen Emme. 1:25000.
II Geologische Profile durch die Habkern-Mulde zwischen Thunersee und Großer Emme. 1:25000.
III Tektonische Karte der Habkern-Mulde zwischen Thunersee und Waldemme. 1:100000.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt. Die geologischen Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1946–1948 durchgeführt. Die Verarbeitung der Resultate erfolgte am Geologischen Institut in Basel.

Mein herzlichster Dank gebührt meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt, der meiner Arbeit stets größtes Interesse entgegenbrachte und mir während der Feldaufnahmen und bei der Ausarbeitung der Resultate seine Unterstützung zuteil werden ließ.

Herr Prof. Dr. M. Reichel stand mir in mikropaläontologischen Fragen jederzeit mit Rat zur Seite. Dafür spreche ich ihm meinen besten Dank aus.

Die Herren Prof. Dr. M. Reinhard, DDr. P. Bearth, O. Grütter und Ed. Wenk vom Mineralogisch-Petrographischen Institut berieten mich in mineralogischen und petrographischen Angelegenheiten. An dieser Stelle sei ihnen bestens dafür gedankt.

Sodann danke ich Herrn Prof. Dr. J. Cadisch in Bern, der mir das unveröffentlichte Manuskript (mit Karte) von J. Gherman zur Verfügung stellte.

Ferner möchte ich hier meiner Basler Studienkollegen und meines Freundes R. Blaser in Bern gedenken, in dankbarer Erinnerung an manch anregende Diskussion und viele gemeinsam verbrachte Tage auf Exkursionen.

Meinen Kameraden der Sektion Interlaken des Alpenklubs und den gastfreundlichen Familien in Habkern, besonders Wildhüter Zurbuchen, danke ich für die stets freundliche Aufnahme.

Endlich gilt mein herzlichster Dank der Familie Hans Michel-Voegeli in Unterseen, bei der ich besonders während des letzten Teils der Feldarbeit immer liebevolle Aufnahme fand.

Einleitung

Unser Untersuchungsgebiet umfaßt die nördlich des Thunersees gelegene Flyschmulde von Habkern. Sie liegt eingeschlossen zwischen der helvetischen Alpen-Randkette und der dem rechten Ufer des Brienzersees entlang streichenden Stirnregion der Wildhorn-Drusberg-Decke (vgl. Abb. 1). Dieser Geländeausschnitt ist topographisch auf den Normalblättern 508 und 509 (Interlaken W und E) der Landeskarte der Schweiz 1:50000 dargestellt.

Die Nordgrenze unseres Untersuchungsgebietes fällt mit dem Nordrand der oben erwähnten Kartenblätter zusammen, vom Widderfeld über Hohgant bis zum Nordfuß des Tannhorns. Von hier verläuft die Grenze in SW-Richtung entlang dem Nordabhang von Riedergrat und Harder bis Unterseen. Im S und W reicht unser Gebiet bis zur Linie Waldegg–Gemmenalp–Sieben Hengste–Trogenhorn.

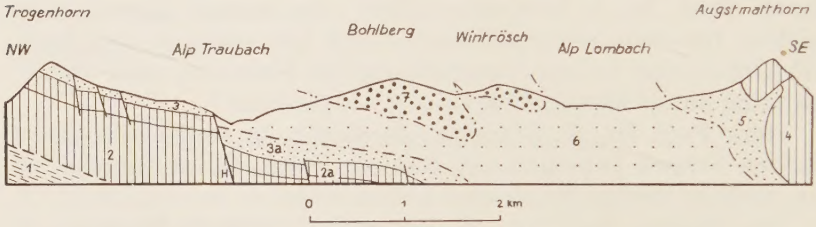


Abb. 1. Profil durch den Alpenrand in der Gegend von Habkern.

1 Subalpiner Flysch.

Wildhorn-Drusberg-Decke:

2 Kreide und 3 Eozän der Randkette (Niederhorn-Teildecke).
2a Kreide und 3a Eozän des abtauchenden Waldegg-Gewölbes.
4 Kreide und 5 Eozän der Harder–Brienzergratkette.

Habkern-Mulde:

6 Habkernflysch. 7 Schlierenflysch. H Hohgant–Sundlauenen-Verwerfung.

Als Unterlage für die Feldaufnahmen dienten Kartenvergrößerungen auf 1:10000 der oben genannten Blätter. Sämtliche Orts- und Höhenangaben beziehen sich im folgenden auf diese Kartenblätter.

Durch seinen Wildflysch mit den exotischen Blöcken und die Leimernschichten lenkte das Habkerntal die Aufmerksamkeit der Geologen immer wieder auf sich. An dieser Stelle seien nur die Arbeiten erwähnt, welche einen größern Teil unseres Arbeitsgebietes umfassen. Auf die kleineren Arbeiten, welche nur Detailfragen aus unserem Untersuchungsgebiet behandeln, werden wir in den entsprechenden Kapiteln eintreten. 1886 erschien F. J. Kaufmanns Beschreibung der Emmen- und Schlierengegenden. In dieser Arbeit schuf Kaufmann den für die Flyschgeologie wichtig gewordenen Begriff „Wildflysch“ und gab unter anderem eine detaillierte Beschreibung der Typlokalität der „Leimernschichten“, nachdem er diese Bezeichnung schon in einer früheren Arbeit (1872) eingeführt hatte. Diese Typlokalität liegt in unserem Untersuchungsgebiet.

Beck publizierte 1911 die Ergebnisse seiner Untersuchungen, die sich über das ganze Blatt Interlaken (Topographischer Atlas der Schweiz 1:50000, Blatt 391) erstreckten. Besonders hervorzuheben ist hierbei, daß er die von Buxtorf (1908) angeregte Abtrennung des Flysches der Habkern-Mulde vom helvetischen Tertiär auf seiner Karte konsequent durchgeführt hat.

Ungefähr 20 Jahre später begann Tercier eine Neukartierung der Gegend von Habkern im Maßstab 1:25000 und veröffentlichte zwei Mitteilungen (1928 und Geol. Führer d. Schweiz, VIII). Das Original der unveröffentlichten Karte ist bei der Schweizerischen Geologischen Kommission deponiert. Der Autor gestattete uns in verdankenswerter Weise Einblick in diese Karte.

Eine weitere Teiluntersuchung erfolgte 1939 durch Gherman. Er berücksichtigte nur das helvetische Eozän im Einzugsgebiet des Traubachs (nicht veröffentlicht). Seine Untersuchungen blieben unvollständig und brachten keine neuen Ergebnisse.

Eine weiter ausgreifende Untersuchung wurde wünschenswert, da in den letzten Jahren in den östlich angrenzenden Gebieten Detailkartierungen, welche vom Geologischen Institut in Basel unter der Leitung von Prof. Dr. L. Vonderschmitt ausgeführt wurden, neue Resultate brachten. Die vorliegende Arbeit bildet deshalb ein weiteres Glied in der Kette der Arbeiten dieses Instituts über den Flysch zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee.

Frühere Aufnahmen und unsere eigenen Untersuchungen ergeben für unser Gebiet folgende Einteilung von Nord nach Süd (vgl. Abb. 1):

1. Randkette (Niederhorn-Teildecke), mit Waldegg-Gewölbe,
2. Habkern-Mulde: a) Habkernflysch,
   b) Schlierenflysch,
3. Stirnregion der Drusberg-Decke.

Im ersten Kapitel schildern wir die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des helvetischen Anteils unseres Untersuchungsgebietes. Anschließend besprechen wir den Flysch der Habkern-Mulde.

Vonderschmitt und Schaub (1943) ist im Schlierengebiet die Aufteilung der Habkern-Mulde in Habkern- und Schlierenflysch gelungen.

Soder (1949) hat diese Verhältnisse im SW anschließenden Teil der Habkern-Mulde bis zur Grenze unseres Untersuchungsgebietes weiter verfolgt. Die Abtrennung des überschobenen Schlierenflysches vom Habkernflysch ließ sich dort ebenfalls

durchführen. Dagegen zeigten sich Schwierigkeiten in der Grenzziehung zwischen dem helvetischen Eozän und dem Habkernflysch. Da weder eine tektonische Grenze, noch ein Altersunterschied festzustellen waren, konnte vor allem nicht entschieden werden, ob die Schichtfolge im Gebiet des Südelbaches (p. 49ff. und 94/95) noch zum Helvetikum der Randkette oder schon zum Habkernflysch zu zählen sei.

Unsere Hauptaufgabe bestand darin, die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der Habkern-Mulde und des angrenzenden helvetischen Eozäns in der SW-Fortsetzung bis zum Thunersee näher zu untersuchen und daraus eventuell auch eine Antwort auf die oben erwähnten noch offenen Fragen zu erhalten. Zu diesem Zwecke war eine Kartierung dieses Gebietes im Maßstab 1:10000 notwendig. Bei der stratigraphischen Bearbeitung galt es vor allem, die reichen Foraminiferenfaunen zu studieren. Hierzu dienten uns isoliertes Material und über 400 Dünnschliffe.

HELVETISCHE DECKE

I. Stratigraphie

A. RANDKETTE

a) Kreide

In dem von uns untersuchten Abschnitt der Randkette bildet die Unterkreide eine kontinuierliche Serie von den Valanginienmergeln bis hinauf zum untern Schrattenkalk. Die Arbeiten von Beck (1911), Schneeberger (1926) und Haus (1937) behandeln die stratigraphischen Verhältnisse eingehend. Da keine neuen Ergebnisse vorliegen, kann auf ein neuerliches Eintreten auf diese Schichten verzichtet werden. Es sei hier bloß kurz auf eine besondere Ausbildung der obersten Partie des untern Schrattenkalkes hingewiesen. Dieser gebankte Abschnitt besteht zum Teil aus stark sandigem Kalk und zum Teil aus einem Kalk mit nur geringem Quarzgehalt. Diese Varietäten weisen auch starke Unterschiede in der Pigmentierung (feinverteilter Pyrit) auf. Die sandige Abart tritt besonders im Kaltbach 300 m oberhalb seiner Mündung in den Traubach auf. Im Felde betrachteten wir dieses Gestein als zu den Orbitolinaschichten gehörend. Die Untersuchung der Gesteinsschliffe ergab aber, daß dieser Horizont gar keine Orbitolinen führt. Das Gestein enthält lediglich *Orbitolinopsis*, *Cuneolina*, Milioliden und Lituoliden, weshalb es nicht zu den Orbitolinaschichten gerechnet werden kann.

Das sandig mergelige Band der Orbitolinaschichten (mit reichlich *Orbitolina lenticularis* D'ORB.), das in der Randkette die Aufteilung des Schrattenkalkes in einen untern und einen obern Teil gestattet, tritt in unserem Untersuchungsgebiet nur an wenigen Orten auf (HAUS, 1937, p. 71/72). Der obere Schrattenkalk ist nicht vorhanden.

b) Eozän

Das Eozän, das im ganzen Gebiet auf untern Schrattenkalk transgrediert, kann folgendermaßen gegliedert werden:

4. Globigerinenmergel, mit Riffen von Wängenkalk.
3. Hohgantserie.
2. Discocyclinenschicht.
1. Quarzsandstein und Complanatenschichten.

1. Quarzsandstein und Complanatenschichten

Sie treten nur in einem Aufschluß im NE unseres Untersuchungsgebietes, einige Meter nördlich P. 1385 bei Steini, zutage.

An der Wand eines Versickerungstrichters konnten wir folgendes Profil durch die Complanatenschichten und einen Teil des Quarzsandsteins aufnehmen (ca. 1,5 m bis zum liegenden Schrattenkalk sind nicht mehr aufgeschlossen):

Quarzsandstein.

1. 70 cm Bräunlichgrauer, mittelkörniger Sandstein. Ein Dünnschliff zeigt: Etwa zur Hälfte gut gerundete Quarzkörner von 0,3 bis 2 mm Durchmesser. Die Grundmasse ist kalkig und enthält viele kleine Quarzsplitter. Winzige Glaukonitkörner sind nur sehr spärlich eingestreut. Fossilien: Trümmer von Lithothamnien, Nummuliten-, Discocyclinen- und Lamellibranchierschalen. Darüber folgen ohne scharfe Grenze die

Complanatenschichten.

2. 90 cm Foraminiferenreicher Sandstein mit vorwiegend *Nummulites millecaput* BOUBÉE. Er unterscheidet sich von 1 durch seinen Fossilreichtum und die wesentlich geringere Zahl von größern Quarzkörnern. Gegen oben verschwinden diese beinahe ganz, und das zoogene Material nimmt überhand. Es tritt auch mehr Glaukonit auf und dadurch erhält das Gestein eine dunklere Farbe.
3. 75 cm Feiner mergeliger Sandstein mit ziemlich viel Glaukonit, fossilarm. *Numm. millecaput* scheint vollständig zu fehlen.
4. 105 cm Wie 2, jedoch noch höherer Fossilgehalt. An der stark verkarsteten Oberfläche treten hervor: A- und B-Formen von *Numm. millecaput* BOUBÉE (letztere mit Durchmessern bis zu 9 cm), Discocyclinen, große Austern, Lithothamnien und Quarzkörner. Im Dünnschliff erkennt man weiter: Trümmer

von Lamellibranchierschalen, Bryozoen und Rotaliden. Glaukonit ist häufig und füllt zum Teil die Kammern der Foraminiferenschalen aus.

Das häufige Auftreten von *Nummulites millecaput* Boubée erlaubt uns, die Complanatenschichten und den liegenden Quarzsandstein ins Lutétien zu stellen.

2. Discocyclinenschicht

Während im NE, im Gebiet Leimbach Emme, der Quarzsandstein über den untern Schrattenkalk transgrediert, finden wir im SW, im Abschnitt Gemmenalphorn Hohgant, an der Basis des Eozäns, eine jüngere Kalkbank mit reicher Foraminiferenfauna. Wir nennen sie Discocyclinenschicht[1]).

Ein Zusammenhang der Discocyclinenschicht mit dem Quarzsandstein und den Complanatenschichten läßt sich in unserem Untersuchungsgebiet nirgends feststellen. Die Mächtigkeit der Discocyclinenschicht schwankt zwischen 0 und 6 m. Diese Unregelmäßigkeit ist bedingt durch die verkarstete Oberfläche des Schrattenkalkes.

Den Hauptanteil am Aufbau des Gesteins haben die Schalen von großen, flachen (*Discocyclina* cf. *discus* Rütim.) und auch kleinen Discocyclinen, Nummuliten, Operculinen und Rotaliden. Seltener sind *Heterostegina* sp., aff. *helvetica* Kaufm., Asterocyclinen, Gypsinen, *Chapmanina*, Bryozoen und Milioliden vertreten. Hie und da sind Quarz- und Glaukonitkörnchen eingestreut. Der Glaukonit tritt häufig als Kammerfüllung in den Foraminiferenschalen auf.

Die Auflagerung der Discocyclinenschicht auf den Schrattenkalk ist an verschiedenen Stellen beobachtbar, so zum Beispiel am Hohgant, entlang der Hohgant–Sundlauenen-Verwerfung im Gebiet des Traubach-Oberlaufes und im nördlichen Teil des Seefeldes. Von besonderem Interesse ist der Aufschluß im Unterlauf des Kaltbaches auf Kote 1215, etwa 300 m von seiner Mündung in den Traubach entfernt. Die Transgressionsfläche ist im Bach aufgeschlossen. Die oberste Lage des Schrattenkalkes weist unregelmäßig zylindrische Vertiefungen auf, die von einem braunen, tonigen Sediment mit kleinen, eckigen Quarzkörnern, Glaukonit und Schalentrümmern von Discocyclinen, *Heterostegina*, *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb., Textularien, Rotaliden und

[1]) Haus (1937, p. 73) nennt dieses Gestein „Orbitoidenkalk". Wir wählen die Bezeichnung Discocyclinenschicht, da die Discocyclinen heute nicht mehr zur Familie der Orbitoiden gehören, sondern eine selbständige Familie bilden und Orbitoiden nicht auftreten.

Echinodermenstücken ausgefüllt sind. Darüber folgt in ihrer typischen Ausbildung die Discocyclinenschicht. Die Vertiefungen zeigen einen Verlauf, der bald mit Bohrlöchern von Pholaden verglichen werden kann, bald schlauchförmig, gekrümmt oder verzweigt ist. Es scheint uns wahrscheinlicher, daß sie auf bohrende Organismen denn auf chemische Verwitterung zurückzuführen sind.

Bei der Transgression wurde der Untergrund nur stellenweise aufgearbeitet. Ein Transgressionskonglomerat konnten wir nur SE des Hohgantgipfels beobachten (vgl. auch p. 75). Es wurde von Haus (1937, p. 75) schon ausführlich beschrieben. Bei der Besprechung des Alters der Discocyclinenschicht erwähnt Haus (1937, p. 73) den Fund eines *Nummulites millecaput* Boubée am Hohgant. Schumacher (1948, p. 80) betrachtet diesen als aufgearbeitet und stellt die Schicht an die Basis des Priabonien. Wir konnten den Fund von Haus trotz intensiven Suchens nicht bestätigen. In Ermangelung von Foraminiferen, die uns eine genaue Datierung ermöglichen würden, lassen wir die Altersfrage einstweilen noch offen. In Frage kommt die Zeitspanne ob. Lutétien bis unt. Priabonien.

3. Hohgantserie

Die Hohgantserie besteht aus Hohgantschiefern (Pectinitenschiefer), Hohgantsandstein, Discocyclinen- und Lithothamnienkalken. Die Hohgantschiefer wie die Discocyclinen- und Lithothamnienkalklagen treten innerhalb dieser Serie in sehr verschiedenen Niveaux auf. Dies sowie die Unmöglichkeit, den Wechsel von Schiefer zu Sandstein im meist dicht bewaldeten Gebiet kartographisch darzustellen, gaben uns Anlaß, diese Gesteine in der Hohgantserie zusammenzufassen. Wir haben innerhalb der Hohgantserie auf der Karte nur die Discocyclinen- und Lithothamnienkalke eingezeichnet.

Um ein Bild von der Hohgantserie zu vermitteln, beschreiben wir das gut aufgeschlossene Profil am Westabsturz der Steinigen Matte (Hohgant), etwa 200 m SE P. 2036, genannt Aff:

0. 0,80 m Schrattenkalk mit reichlich *Orbitolinopsis*. Darüber transgrediert:
1. 3,4 m Bank der Discocyclinenschicht. Die Fossilien dieser Schicht haben wir Seite 55 aufgezählt. Wenig weiter südlich unterteilt sie sich in 4 unter sich gleichmächtige Bänke mit dünnen Mergelzwischenlagen. Gegen oben nimmt der Glaukonitgehalt zu, und die Schicht geht über in:
2. 2,5 m stark glaukonitische, sandige Mergel mit feinen Glimmerschüppchen und noch vereinzelten großen Discocyclinen.

3. 0,6 m sandige Bank.
4. 1,2 m Mergel wie 2, aber weniger Glaukonit führend. *Pecten.*
5. 1,1 m feinkörnige, glimmerreiche Sandsteinbank.
6. 25 m dunkelgraue, sandige, glimmerführende Mergel mit *Pecten* und *Dentalium.*
7. 11,1 m feinkörnige Sandsteinbänke, 10–13 cm mächtig, mit nur ganz dünnen, mergeligen Zwischenlagen. Die Bank an der Basis dieses Abschnittes ist 2,5 m und diejenige an der Obergrenze 1,2 m mächtig.
8. 29 m feinkörniger Sandsteinkomplex. Die untere Hälfte ist massig, die obere schwach geschichtet.
9. 10,1 m 15–45 cm mächtige Sandsteinbänke. Nach 4,3 m folgt eine Sandsteinbank, die häufig große (bis 1 cm Durchmesser), gut gerundete Quarzkörner enthält.
10. 0,3 m kalkige Bank mit herausgewitterten Nummuliten und Discocyclinen. Im Dünnschliff lassen sich ferner erkennen:
Milioliden,
Nummuliten,
Operculinen,
Heterostegina cf. *helvetica* Kaufm.,
Rotaliden,
Fabiania cubensis Cushman und Bermudez,
Bryozoen,
Dentalium.
Hierbei dürfte es sich um das Ende einer ausspitzenden Lage der foraminiferenreichen Kalke von Trogen handeln (vgl. p. 59).
11. 9,7 m wie 9. Die oberste Bank dieses Abschnittes ist 2,1 m mächtig.
12. 3,8 m Bank von grobkörnigem Sandstein. Die Quarzkörner erreichen Durchmesser von 1 cm (wie in 9).
13. 16 m feinkörnige Sandsteinbänke von 10–20 cm Mächtigkeit. Die Mergelzwischenlagen sind sehr dünn.
Die höheren Lagen des Hohgantsandsteins sind nicht mehr anstehend. Ihre kugelig bis plattig verwitternden Überreste bilden das Blockmeer der Steinigen Matte.

Die Sedimente des obigen Profils verteilen sich wie folgt auf die Eozän-Abschnitte:

11–13	Hohgantsandstein
10	Discocyclinenkalk
7–9	Hohgantsandstein
2–6	Hohgantschiefer
1	Discocyclinenschicht.

Ganz allgemein läßt sich die Ausbildung der Hohgantserie im Untersuchungsgebiet wie folgt charakterisieren:

Als Hohgantschiefer bezeichnen wir schlecht geschichtete, gelbbraun anwitternde sandig glimmrige Mergel. Im Dünnschliff erkennt man meist nur sehr wenig Bindemittel. Die kleinen Quarzkörnchen sind so eng zusammengefügt, daß man ihre Umrisse oft nur im Polarisationsmikroskop erkennen kann. Glaukonit

ist sehr selten, außer an der Basis, wo er reichlich auftritt (siehe Profil p. 58). Die schönsten Aufschlüsse befinden sich am Hohgant selbst, am Weg Harzersboden -Alp Scherpfenberg und an der Grünenbergstraße im Gebiet des Trogenmoos.

An Fossilien fanden wir außer *Pecten* nur Rotaliden und *Dentalium*.

Der Hohgantsandstein ist entweder massig oder gut gebankt ausgebildet. Der Durchmesser der Quarzkörner beträgt weniger als 1 mm. Nur in einzelnen Lagen sind Körner mit Durchmessern bis zu 1 cm eingestreut.

Fossilien sind nicht häufig. Am Weg vom Harzersboden zur Alp Scherpfenberg und am Weglein von der Bärenei nach Alpiglen im Gebiet der Gemmenalp Koord. 629,35/175,6 sind im Hohgantsandstein reichlich Nummuliten und Discocyclinen enthalten.

Im Hohgantsandstein treten in verschiedenen Niveaux foraminiferenreiche Sandkalke auf, die von den Autoren als Discocyclinen- und Lithothamnienkalke bezeichnet werden. Wir finden sie in unserm Untersuchungsgebiet von der Gemmenalp bis zur Trogenhorngegend. Infolge der üppigen Vegetation läßt sich nur selten feststellen, wie weit die Begrenzung der Kalklagen stratigraphisch oder tektonisch bedingt ist. Sie bilden Lagen bis zu 10 m Mächtigkeit und können sich über größere Gebiete erstrecken. So zieht die eine von der Chromatte 3 km weit gegen NE. Unter den Foraminiferen sind besonders die Discocyclinen und in etwas geringerem Maße die Heterosteginen vorherrschend. Daneben treten aber auch Nummuliten, Rotaliden, Globigerinen, Actinocyclinen, Asterocyclinen und Bryozoen auf. Der Fossilgehalt kann bis über 50% des Gesteinsvolumens betragen. Die Grundmasse setzt sich aus kleinen Quarzsplittern und einem durch feinverteilten Pyrit und kohlige Partikelchen stark pigmentierten kalkigen Bindemittel zusammen. Glaukonit ist nur spärlich vorhanden, ebenso größere, gut gerundete Quarzkörner. In einzelnen Bänken können die Lithothamnien fehlen, so zum Beispiel in der oben genannten Bank von der Chromatte.

Das Vorkommen auf Trogen, E und S P. 1624, weist dieselbe Foraminiferenfauna auf wie der Discocyclinenkalk der Chromatte (vgl. auch Profil p. 58). Sehr ähnliche Ausbildung zeigt der Kalk, der von K. 1235 an im Bühlbach aufwärts aufgeschlossen ist. Von unten nach oben nehmen die Lithothamnien an Häufigkeit zu. In den obersten Partien bietet dieser Kalk ein ähnliches Aussehen wie der Wängenkalk in den Globigerinenmergeln des Traubaches (siehe p. 63). Dasselbe gilt für die Discocyclinen-Lithothamnienkalke der Gemmenalp.

Über die Verbreitung der Discocyclinen-Lithothamnienkalke im SW unseres Untersuchungsgebietes (Niederhorn-Sigriswilergrat) wissen wir noch nichts Näheres. Es muß weiteren Studien in jener Gegend vorbehalten bleiben, zu entscheiden, ob zwischen den Kalklagen im Hohgantsandstein unseres Untersuchungsgebietes und den mächtig entwickelten Lithothamnienkalken am Sigriswilergrat (vgl. Arn. Heim, 1908, p. 30–39 und Beck, 1911, p. 30–37) ein Zusammenhang besteht. Eine vergleichende Betrachtung aller Vorkommen zwischen Thunersee und Hohgant dürfte auch für die Altersfrage der Hohgantserie neue Gesichtspunkte eröffnen.

Schumacher (1948) stellt die ganze Hohgantserie ins Priabonien. Hierzu veranlaßte ihn das Vorkommen von *Heterostegina helvetica* Kaufm.

Über das früheste Auftreten der Heterosteginen sind wir noch im Ungewissen. Die meisten wurden aus dem Priabonien beschrieben. Bis jetzt kennen wir nur eine einzige Erwähnung aus dem Lutétien (Schwager). Wir können also die Hohgantserie mit großer Wahrscheinlichkeit dem Priabonien zuordnen. Hiefür spricht auch das Auftreten von *Chapmanina*.

4. Globigerinenmergel mit Wängenkalken[1])

Die Globigerinenmergel gehen durch allmählichen Übergang aus der Hohgantserie hervor. Sie sind das jüngste Glied des helvetischen Eozäns in der Randkette. Im N der Hohgant Sundlauenen-Verwerfung fehlen sie infolge Erosion beinahe ganz. Wir konnten nur kleine Vorkommen in der Unterlage des überschobenen Habkernflysches an der Leimern und am Guggenhürli-Stand feststellen. Südlich der großen Verwerfung treten sie jedoch in großer Mächtigkeit auf. Von SW nach NE sind folgende Aufschlüsse zu nennen:

Im Unterlauf des Lombachs von K. 720–820, ferner in seinem rechten Zufluß, dem Bühlbach K. 1320–1380 (an der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung an den Hohgantsandstein stoßend), im Gebiet des Traubachquertales, im Älgäu und im Leimbach.

Der wichtigste unter diesen Aufschlüssen ist derjenige im Gebiet des Traubaches. Dort hat der Kaltbach in seinem untersten Teil ein Profil durch die Basis der Globigerinenmergel freigelegt. Den darüber folgenden Teil der Globigerinenmergel kann man im Traubachquertal bis zur Aufschiebungsfläche des Hab-

[1]) Von Kaufmann (1886, p. 555 und Studer, 1872, p. 255/56) eingeführte Bezeichnung für die in die Globigerinenmergel eingelagerten Lithothamnienkalke.

kernflysches auf K. 1040 verfolgen. (Für die Lagerung der Schichten vgl. Tafel II, Profil 2, das etwas westlich vom Kaltbach verläuft.)

Das Profil, das wir im folgenden beschreiben, beginnt im Kaltbach rund 200 m oberhalb seiner Mündung in den Traubach. Dort stößt an der Hohgant–Sundlauenen-Verwerfung der Hohgantsandstein an den Schrattenkalk. Von diesem Hohgantsandstein an ergibt sich bachabwärts folgendes Profil:

1. Hellgrauer, mittelkörniger Hohgantsandstein, der gegen oben und auch seitlich übergeht in
2. 2 m Discocyclinenkalk. Gegen oben wird er glaukonitisch und geht über in
3. 5 m feinkörnigen bis dichten, sandigen Kalk mit viel individuenärmerer Fauna als 2. Er ist durch den hohen Glaukonitgehalt dunkel gefärbt.
4. 2,50 m sandige, glimmerführende Mergel. Sie enthalten wenige cm mächtige kalkige Lagen mit reicher Foraminiferenfauna, vgl. Fossilliste p. 63 (bis 1/10 des Gesteinsvolumens).
5. 1,05 m Bank von Wängenkalk mit scharfer Untergrenze. Gegen oben Übergang in die Mergel 6. Für die Zusammensetzung dieser Wängenkalke verweisen wir auf die nähere Besprechung derselben auf Seite 62ff.
6. 0,65 m dunkle Mergel wie 4.
7. 0,32 m Wängenkalk, ohne Übergänge zu den Mergeln.
8. 0,37 m Mergel wie 6, im obersten Teil kleine Lithothamnienknollen führend.
9. 0,45 m Wängenkalk.
10. 1,30 m Mergel, die kalkiger sind als die bisher erwähnten. Im untersten Teil führen sie ebenfalls kleine Lithothamnienknollen. Oberste 20 cm wieder sandiger.
11. 0,07 m Foraminiferenreiche Kalkbank mit hohem Glaukonitgehalt.
12. 1,00 m Mergel mit eingeschlossenen kleinen kalkigen Knollen und Platten, die mehr Glaukonit führen als die Mergel.
13. 0,35 m 3 Bänke Wängenkalk, durch je 2 cm dicke Mergellagen voneinander getrennt.
14. 0,45 m Graubraune, sandige, glimmerreiche Globigerinenmergel.
15. 0–3 cm Band mit kalkigen Linsen wie der kalkige Teil bei 10.
16. Globigerinenmergel wie 14.

Bis zur Aufschiebungsfläche des Habkernflysches bei K. 1040 folgen im Traubach auf einer Länge von nahezu 1,5 km Globigerinenmergel mit eingelagerten riffartigen Wängenkalken. Diese Serie ist von Kaufmann (1886, p. 161/162) und von Boussac (1912, p. 446/447) beschrieben worden. Da die Ausbildung der Mergel und der Wängenkalke innerhalb dieser Serie nur wenig ändert, verzichten wir auf eine erneute Wiedergabe des Profils. Wir beschränken uns auf eine lithologische Beschreibung der beiden Gesteine.

Beim Schätzen der Mächtigkeit der Globigerinenmergel stößt man auf Schwierigkeiten, da eine Anzahl kleiner Brüche die Serie durchsetzen. Die Sprunghöhen können

durch die monotone Ausbildung der Mergel nur dort ermessen werden, wo eingelagerte Wängenkalke auftreten. Boussac kommt auf eine Mächtigkeit von rund 260 m. Diese Schätzung erscheint uns etwas zu gering. Wir nehmen eine Mächtigkeit von 350–400 m an (vgl. auch p. 77).

Ähnliche, gute Aufschlüsse dieser Serie finden sich wie schon oben erwähnt auch im Traubach oberhalb der Kaltbachmündung, im NW–SE verlaufenden Oberlauf des Leimbachs und in seinem Lauf von K. 1265–1360. Eine detaillierte Profilbeschreibung erübrigt sich, da immer die gleichen Gesteinstypen auftreten, nämlich Globigerinenmergel s. s. und Wängenkalke.

Wie im obigen Profil, so setzt sich im ganzen Gebiet diese Serie aus Globigerinenmergeln und Kalkbänken, sogenannten Wängenkalken, zusammen.

Die Globigerinenmergel treten als hellgraue, glimmerführende Mergel auf und wechseln in ihrer Ausbildung zwischen tonigen und kalkigen sowie mehr sandigen Varietäten.

Außer *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb. führen die Mergel selten Großforaminiferen. Dagegen finden wir eine individuenreiche Fauna in den verhärteten kalkigen Linsen.

Aus den Anrissen bei Lamme, dem Traubach unterhalb der Alp Traubach und aus dem Leimbach im Oberlauf stellten wir an Hand von isoliertem Material und Dünnschliffen folgende Fauna fest:

Kleine Nummuliten,
Operculinen,
Heterostegina cf. *helvetica* Kaufm.,
Baculogypsinen, selten,
Discocyclina archiaci Schlumberger,
Discocyclina marthae Schlumberger,
Discocyclina nummulitica Gümbel,
Discocyclina scalaris Schlumberger,
Actinocyclinen,
Asterocyclinen.

Die Bestimmung der Discocyclinen stützt sich auf die Arbeiten von Schlumberger (1903) und Douvillé (1920) und erfolgte somit nach äußeren Merkmalen.

Am Weg zur Alp Traubach, W Erlen, findet man im Anriß, durch den der Weg führt, außer Foraminiferen auch unbestimmbare kleine Lamellibranchier und Fischresten (Schuppen und kleine Zähne).

Die Globigerinenmergel enthalten bis 5 m mächtige Zwischenlagen aus grauen, lithothamnien- und foraminiferenreichen Kalken. Diese Wängenkalke sind organogene Bildungen. Den Hauptanteil an diesen Kalken haben die riffbildenden Kalkalgen *Lithothamnium* und *Distichoplax*. Feinsplittriger Quarz und etwas größere, gut gerundete Körner treten im spärlichen Bindemittel nur selten auf. Neben den Algen finden wir eine reiche Foraminiferen- und Bryozoenfauna. Unterhalb der Lammgrabenmündung hat der Traubach bei der Säge ein 5 m mächtiges Riff durchschnitten, das an beiden Ufern des Baches in kleinen Steinbrüchen ausgebeutet wird. Es befinden sich darin auch große Austern. In Dünnschliffen lassen sich folgende Fossilien feststellen:

Archaeolithothamnium,
Lithophyllum,
Distichoplax biserialis Dietrich,
Nummuliten,
Heterostegina cf. *helvetica* Kaufmann,
Rotaliden,
Baculogypsinen (unter anderem *B. meneghinii* var. *tetraedra* Silvestri),
Pellatispira madaraszi (von Hantken),
Fabiania cubensis Cushman & Bermudez,
Fabiania cubensis (Cushman & Bermudez) var. *pustolosa* Keijzer,
Globigerinen,
Gypsina cf. *squamiformis* Chapm.,
Carpenteria,
Discocyclinen,
Actinocyclinen,
Asterocyclinen,
Bryozoen,
Echinodermenstacheln,
Austernschalen.

Hiervon verdienen *Baculogypsina*, *Pellatispira* und *Fabiania*[1]) besonderes Interesse, da sie zum Teil in der alpinen Literatur noch nicht erwähnt wurden und doch zum Teil Leitwert für das obere Eozän zu besitzen scheinen.

[1]) Wurde 1936 von Cushman und Bermudez der Gattung *Pseudorbitolina* zugewiesen, dann von Cole und Bermudez 1944 als *Eodictyoconus* und unabhängig hiervon von Keijzer als *Tschoppina* beschrieben. Cole hat nun entdeckt (laut Cushman, 1948), daß es sich hierbei um die von Silvestri 1926 als Koralle beschriebene *Fabiania* handelt. Aus Prioritätsgründen behält das Genus diesen Namen.

Baculogypsina:

Dieses Genus tritt selten auf und mußte im Gesteinsschliff bestimmt werden. Gut identifizieren läßt sich die in Abbildung 2 abgebildete Form (Fundort: Lombach, K. 810). Sie entspricht

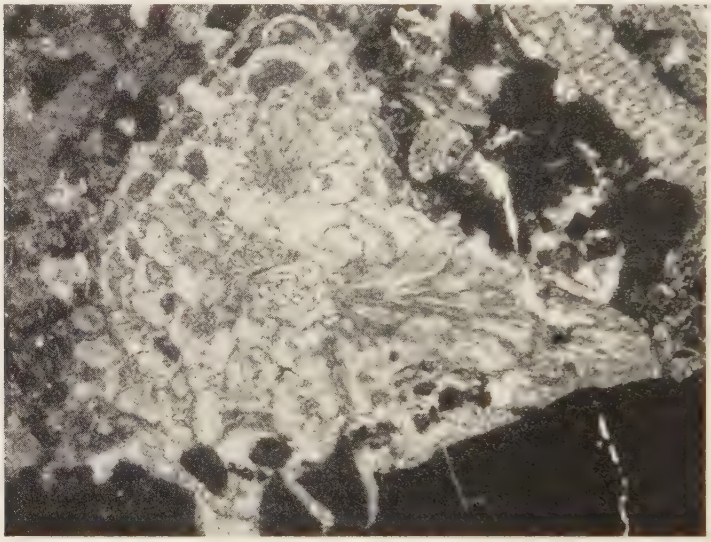


Abb. 2. *Baculogypsina meneghinii* var. *tetraedra* Silvestri.
30× vergr. Wängenkalk. Lombach, K. 810.

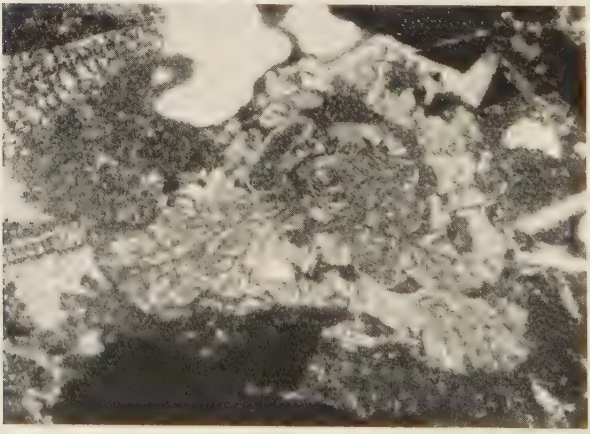


Abb. 3. *Baculogypsina* aff. *meneghinii* var. *tetraedra* Silvestri.
20× vergr. Wängenkalk. Traubach, K. 1130.

in jeder Hinsicht *Baculogypsina meneghinii* var. *tetraedra* Silvestri. Daneben tritt aber noch eine Form auf, die sich von der oben erwähnten durch beträchtlich größere Kammern und eine viel dickere Wand (Abb. 3) unterscheidet (Fundort: Traubach, K. 1130). Da wir weder über isoliertes Material, noch über eine genügende Anzahl geeigneter Schnitte verfügen, ist es uns nicht möglich, zu beurteilen, ob es sich hierbei bloß um eine individuelle Verschiedenheit innerhalb obiger Art oder um eine besondere Form handelt. Es muß dieser Entscheid eingehenden mikropaläontologischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Pellatispira:

Diese Form tritt in den Schliffen noch etwas seltener auf als *Baculogypsina*. Erstmals wurde diese Foraminifere aus den

Abb. 4. *Pellatispira madaraszi* (von Hantken).
15× vergr. Flyschmergel. Riedernalp.

Alpen von Tobler (1929) aus dem Priabonien von Lenk erwähnt. Wie bei unsern harten Kalken, konnte auch Tobler keine Individuen isolieren. Er mußte die Untersuchung an Hand von Gesteinsschliffen durchführen, wie wir dies auch bei den Wängenkalken tun mußten. Es gelang uns, nun auch isoliertes Material zu gewinnen, und zwar aus kalkigen Partien der Globigerinenmergel der Riedernalp, die dem Habkernflysch zugehören (siehe

p. 58). Es handelt sich dabei wie in den Schliffen der Wängenkalke um *Pellatispira madaraszi* (VON HANTKEN). Einen schönen Äquatorialschnitt geben wir in Abbildung 4 wieder.

Fabiania:

Am häufigsten von diesen drei Formen tritt *Fabiania* auf, die schon aus der Hohgantserie Seite 58 erwähnt wurde. Die Art *Fabiania cubensis* CUSHMAN und BERMUDEZ wurde schon an mehreren Orten im Priabonien der Schweizer Alpen gefunden [BENTZ (1948), FORRER (1946), FURRER (1949)].

Neben dieser Form treten noch Exemplare auf, die wohl die Eigenschaften dieser Art aufweisen, dazu aber an der Oberfläche noch Warzen besitzen (Abb. 5). Diese Warzen sind halbkugelförmige Erhebungen, wie aus Abbildung 6, einem Schnitt schräg zur Oberfläche, deutlich zu ersehen ist. Die Warzen haben Durchmesser bis zu 80 μ. Die Wand zwischen den Warzen ist perforiert (Abb. 5). Es handelt sich bei dieser Form mit Warzen sehr wahrscheinlich um die von KEIJZER (1946, p. 214) aus Kuba erwähnte, jedoch nicht abgebildete *Fabiania cubensis* (CUSHMAN und BERMUDEZ), var. *pustolosa* (KEIJZER).

Alter der Globigerinenmergel und Wängenkalke.

Für viele der oben erwähnten Foraminiferen ist die genaue stratigraphische Verbreitung noch nicht bekannt. Es gilt dies besonders für die Discocyclinenarten, *Heterostegina*, *Baculogypsina* und *Fabiania*.

Die Foraminiferengemeinschaft ohne große Nummuliten und Discocyclinen, die sich in unserer Serie feststellen ließ, spricht für priabones Alter. Es gilt dies im besonderen für *Pellatispira madaraszi* (VON HANTKEN), die unseres Wissens bis heute nur im Priabonien gefunden wurde.

Die oben geschilderte Ausbildung des Eozäns weicht von jener des SW anschließenden Niederhorngebietes ab. Eine Übersicht über die Eozänschichten der beiden Gebiete gibt die Tabelle Seite 68. Der Quarzsandstein und die Complanatenschichten unseres Untersuchungsgebietes entsprechen den Complanatusschichten BECKS. Ein Äquivalent der Glaukonitschichten am Thunersee findet sich nach der Argumentation von SCHUMACHER (1948, p. 85) im Hohgantgebiet nicht. Andererseits erstreckt sich die Discocyclinenschicht, die sich im Hohgantgebiet zwischen Quarzsandstein-Complanatenschichten und Hohgantserie einschaltet, nicht bis in die Niederhorngegend.

BECK konnte mit Hilfe der Braunkohlenflöze, die im ersten Weltkrieg ausgebeutet wurden (WEHRLI, 1919, p. 1–24), und der

Brackwasserschichten einen untern und einen obern Hohgantsandstein unterscheiden. Dies gelingt im Hohgantgebiet nicht, da die Braunkohlenflöze und die Brackwasserschichten bei der

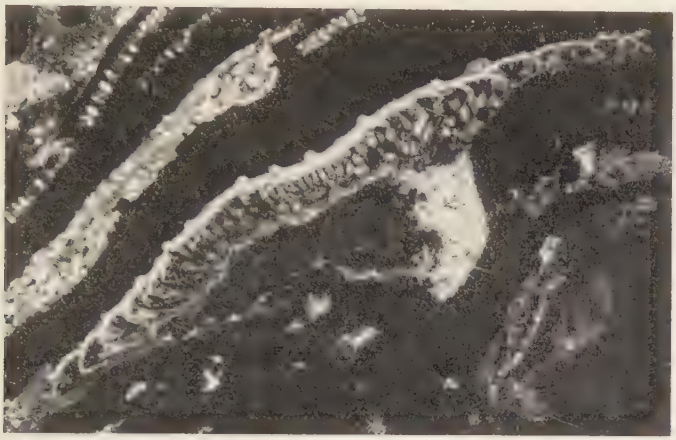


Abb. 5. *Fabiania cubensis* (Cushman und Bermudez), var. *pustolosa* (Keijzer). 20× vergr. Wängenkalk. Traubach K. 1130.

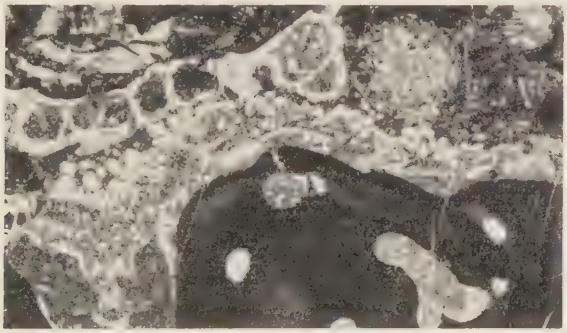


Abb. 6. *Fabiania cubensis* (Cushman und Bermudez), var. *pustolosa* (Keijzer). 20× vergr. Wängenkalk. Gemmenalp.

Gemmenalp auskeilen. Der leicht glaukonitische untere Hohgantsandstein Becks dürfte am Hohgant den Hohgantschiefern mit glaukonitischer Basis entsprechen. Unser Hohgantsandstein mit Discocyclinen- und Lithothamnienkalken im NE ist sicher gleichaltrig dem obern Hohgantsandstein mit Lithothamnienkalken im SW.

P. Beck: Thunersee–Niederhorn			W. Gigon: Seefeld–Hohgant	
Priabonien	Globigerinenschiefer	helvetischer Flysch	4. Globigerinenmergel, mit Riffen von Wängenkalk	Priabonien
	Bodmiflysch (unterster Flysch)			
Auversien	Lithothamnienkalk		3. Hohgantserie: Hohgantsandstein mit Discocyclinen- und Lithothamnienkalken	
	Oberer Hohgantsandstein			
	Brackwasserschichten			
	Braunkohlenflöze		Hohgantschiefer, mit glaukonitischer Basis	
	Unterer Hohgantsandstein			
Lutétien	Glaukonitschichten		2. Discocyclinenschicht	Lutétien
	Complanatusschichten		1. Quarzsandstein und Complanatenschichten	

Für das jüngste Glied des Eozäns haben unsere Untersuchungen ergeben, daß ein Teil von Becks „helvetischem Flysch" schon zum Habkernflysch zu zählen ist. Über der Hohgantserie gehören nur noch diejenigen Globigerinenmergel zum helvetischen Eozän, die eingelagerte Lithothamnienriffe (Wängenkalke) aufweisen. Die Globigerinenmergel mit Sandsteinbänken und Lithothamnienbrekzien dagegen sind dem Habkernflysch zuzuordnen. Dadurch wird die von Beck (1911) und Schneeberger (1926) für den beim Helvetikum verbleibenden Teil der Globigerinenmergel verwendete Bezeichnung „Bodmiflysch" überflüssig.

B. STIRNREGION DER WILDHORN-DRUSBERG-DECKE

Die Sedimente der Stirn der Wildhorn-Drusberg-Decke streichen als liegende Falten dem NW-Ufer des Brienzersees entlang. Von dieser Kreide-Eozän-Serie interessieren uns die obere Kreide, bestehend aus Seewerkalk und Wangschichten, und das Eozän.

a) Obere Kreide

1. Seewerkalk

Beck (1911) kannte Seewerkalk nur im Schwendiwald und am Augstmatthorn. Zu diesen Aufschlüssen entdeckten wir noch deren drei am Harder, SW der Roten Fluh. Diese Fundstellen liegen am Fuße der beinahe senkrecht einfallenden, die riesigen Schuttmassen des Harder-Nordhanges überragenden Schrattenkalkwände. Die erste befindet sich NW der Roten Fluh, an der Spitze des großen Schuttkegels, der gegen den Luegiboden gerichtet ist, die zweite (eigentlich drei kleinere Aufschlüsse, die wir auf der Karte, Tafel I, zusammengefaßt haben) NW P. 1605 und die dritte etwas mehr als hundert Meter SW von diesem.

Der Kontakt zwischen Seewerkalk und liegendem Schrattenkalk, der eine glatte bis leicht verkarstete Oberfläche aufweist, ist nicht zu sehen. Die geringe Lücke im Aufschluß ist durch Schuttbedeckung verursacht. Es ist anzunehmen, daß auch hier das Gault fehlt, wie dies von weiter im NE an der Graggenfluh[1]) von Bolli (1944, p. 253) beschrieben wurde.

Der Seewerkalk zeigt die typische Ausbildung: heller, dichter, muschelig brechender Kalk, der in 10–25 cm mächtigen Bänken

[1]) Von Bolli wird der Fundort als Heinisegg angegeben. Diese Bezeichnung der Siegfriedkarte, Bl. 391, Interlaken, existiert auf der neuen Landeskarte Bl. 508, Interlaken-W, nicht mehr.

mit dünnen mergeligen Zwischenlagen auftritt. Die größte hier festgestellte Mächtigkeit beträgt 5 m. Zwischen diesen Aufschlüssen transgredieren die Wangschichten direkt auf Schrattenkalk.

Beck ordnet den Seewerkalk dem Cénomanien zu. In Dünnschliffen stellten wir neben sehr vielen Fissurinen, „Orbulinarien" *Stomiosphaera* nach Wanner (1940) und Globigerinen auch Globotruncanen der *Lapparenti*gruppe fest. Damit haben wir eine Bestätigung des von Bolli (1944) gegebenen Alters: Turonien-Sénonien. Aptien, Albien und Cénomanien scheinen somit zu fehlen und das Turonien transgressiv dem Schrattenkalk aufzuliegen[1]).

2. Wangschichten

Sie zeigen die typische Ausbildung: dunkelgraue, dichte, muschelig brechende Kalke bis feinsandige Mergel, die beim Anschlagen bituminös riechen. Von der Roten Fluh gegen NE treten sie in großer Mächtigkeit auf. Gegen SW zu konnten wir noch über eine Strecke von $1\,^1/_2$ km verteilt Wang-Vorkommen feststellen, die aus den Schutthalden am Fuß der Schrattenkalkwände hervorragen. Beck (1911) kannte diese Vorkommen nicht. Damit traten für ihn die Wangschichten von der Roten Fluh gegen NE unvermittelt auf. Er sah darin ein weiteres Argument für seine Augstmatthorn-Decke. Durch die Entdeckung der Wangvorkommen zwischen der Roten Fluh und dem Thunersee fällt nun auch (vgl. Lugeon, 1916) dieses dahin.

Das Maestrichtien-Alter der Wangschichten wird für diesen Abschnitt bestätigt durch das Auftreten von *Globotruncana leupoldi* Bolli.

b) Eozän

Der größte Teil des Eozäns am N-Fuß von Harder-Brienzergrat wird von den gewaltigen Gehängeschuttmassen, die vor allem von den Wangschichten herrühren, bedeckt. Der Vergleich der Sedimente der wenigen Aufschlüsse mit denjenigen der Randkette erlaubt uns eine Gliederung derselben. Sie gehören in den Bereich: Discocyclinenschicht-Hohgantserie-Globigerinenmergel.

1. Discocyclinenschicht

Das einzige Vorkommen, das wir feststellen konnten, liegt im rechtsufrigen Emmezufluß E Bruchläger. Die 1,2 m mächtige

[1]) Bentz (1948, p. 18ff) weist bei Sachseln die Transgression des Turonien auf die Lochwaldschicht nach. Es scheint somit die Transgression in den höheren Partien der Drusberg-Decke doch recht ausgedehnt zu sein.

Bank transgrediert über Wangschichten. Sie weist große Ähnlichkeit mit der Seite 56 beschriebenen Discocyclinenschicht im Hohgantgebiet auf. Den Hauptanteil am Gestein haben auch hier große, flache Discocyclinen (*Discocyclina discus* RÜTIM.). Daneben treten selten Milioliden, Cristellarien, Nummuliten, *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM., Rotaliden, Globigerinen, Bryozoen und *Serpula* auf. Vereinzelt sind Glaukonitkörner vorhanden. SODER (1949, p. 68) erwähnt diese Bank irrtümlicherweise als Nummuliten-Lithothamnienkalk. Die Nummuliten treten aber selten auf, und die Lithothamnien fehlen ganz.

BOUSSAC (1912, p. 444) beschreibt Blöcke von Discocyclinenkalk aus dem Gehängeschutt vom Harder ob St. Niklausen, die dieser Schicht entstammen. Wir haben weder solche Blöcke noch das anstehende Gestein gefunden.

2. Hohgantserie

Das untersuchte Gebiet bietet nirgends ein durch die ganze Serie aufgeschlossenes Profil. Die vorhandenen Aufschlüsse lassen sich stratigraphisch wie folgt einteilen:

c) Eigentlicher Hohgantsandstein,
b) Wechsellagerung von Mergel und Sandstein,
a) Basis, mit Transgressionskonglomerat.

Im folgenden besprechen wir die wichtigsten Aufschlüsse dieser drei Gruppen.

a) Basis mit Transgressionskonglomerat.

Am Nordfuß des Augstmatthorns, W P. 2054, transgredieren glaukonitische Mergel der Basis der Hohgantserie über die Wangschichten. Aufgearbeitete Wang-Komponenten als Gerölle und Brocken mit Durchmessern bis zu 6 cm treten einzig in der NE-Hälfte des Aufschlusses auf.

Der Glaukonitgehalt der Mergel nimmt 1 m über der Transgressionsfläche rasch ab, und die Serie geht über in eine alternierende Folge von sandigen Mergeln und Sandsteinbänken. Diese Folge gehört zu Abschnitt b. Ein weiteres Vorkommen der glaukonitreichen, sandigen Hohgantschiefer liegt über der von E Bruchläger beschriebenen Discocyclinenschicht.

b) Wechsellagerung von Mergel und Sandstein.

Die Aufschlüsse in diesem Horizont befinden sich von SW gegen NE: Über dem Lombach gegenüber Schwendi, auf der Alp Bodmi, am Nordfuß des Augstmatthorns und NW des Blasenhubels. Sie zeigen sandige Mergel in Wechsellagerung mit

feinkörnigen Sandsteinbänken. Am Nordfuß des Augstmatthorns tritt in dem unter a) erwähnten Aufschluß die größte Mächtigkeit (26 m) auf. Aus dem Hohgantgebiet kennen wir diese Wechsellagerung von sandigen Mergeln mit Sandsteinbänken nicht, doch sind weiter östlich, in der Randkette, von MOLLET (1921, p. 13) solche Verhältnisse beschrieben worden.

c) Eigentlicher Hohgantsandstein.

Das einzige Vorkommen von massigem, feinkörnigem Hohgantsandstein liegt im SW der Alp Bodmi.

3. Globigerinenmergel

Die globigerinen- und glimmerführenden Mergel treten in unserem Abschnitt der Stirne der Wildhorn-Drusberg-Decke einzig im Gebiet der Wasserscheide zwischen Lombach und Emme auf. In den übrigen Gebieten sind sie unter Gehängeschutt verborgen oder fehlen ganz. NE Läger ist der Übergang von der Hohgantserie in die Globigerinenmergel sichtbar. Auf die 26 m Mergel mit Sandsteinbänken der Hohgantserie (Abschnitt b) folgen etwa 30 m sandige Mergel, deren Sandgehalt gegen oben allmählich abnimmt und die dann Wängenkalke enthalten.

SW Läger ist der Übergang von der Hohgantserie in die Globigerinenmergel nicht aufgeschlossen. In diesen Mergeln treten zweierlei Einlagerungen auf: Bänke von Wängenkalk und Lagen aus brekziösem Material. Die letzteren bestehen aus Trümmern von Lithothamnien und Foraminiferenschalen. Gerundete Quarzkörner sind ziemlich häufig eingestreut. In der Nähe der Brekzienbänke auftretende faustgroße Brocken von Wängenkalk weisen darauf hin, daß es sich bei diesen brekziösen Bildungen um nur über kurze Entfernung umgelagertes Material aus Wängenkalken handelt.

Die riffartigen und feinbrekziösen Kalke zeigen in Dünnschliffen:

Lithothamnien,
Milioliden,
Nummuliten,
Heterostegina cf. *helvetica* KAUFM.,
Rotaliden (unter anderem *Gyroidina* sp.),
Fabiania cubensis (CUSHMAN & BERMUDEZ),
Globigerinen,
Discocyclinen,
Asterocyclinen,
Bryozoen.

Die Foraminiferenfauna zeigt also große Ähnlichkeit mit der Seite 63 aus den Wängenkalken im Traubach erwähnten. Da die Gattungen *Baculogypsina*, *Pellatispira*, *Gypsina* und *Actinocyclina* im Traubach selten auftreten, ist es denkbar, daß wir dieselben in der Stirnregion der Wildhorn-Drusberg-Decke infolge der geringen Anzahl hergestellter Gesteinsschliffe nicht feststellen konnten. Im NE anschließenden Gebiet von SODER (1949) fehlen den Globigerinenmergeln die charakteristischen Einlagerungen von Wängenkalk. Diese treten erst wieder weiter im E auf, wo sie von VONDERSCHMITT (1923, p. 8) und STAEGER (1944, p. 181) beschrieben wurden. Das Fehlen im Gebiet Tannhorn–Brienzer-Rothorn kann sowohl tektonischen Ursachen als auch der Erosion vor der Aufschiebung des Habkernflysches zugeschrieben werden.

II. Tektonik

A. RANDKETTE

Vom Gemmenalphorn bis zum Emmendurchbruch liegt die Randkette als flach gegen SE geneigte, mannigfach zerbrochene und auch verbogene Platte aus Kreide und Eozän auf dem subalpinen Flysch (vgl. Tafel III). Sie wird in der Längsrichtung durch die große Sundlauenen Hohgant-Verwerfung in einen nördlichen und einen südlichen Teil zerlegt. Der nördliche Abschnitt (Gemmenalphorn–Hohgant) bildet eine wenig verbogene Platte, die von zahlreichen Brüchen durchsetzt wird. Der südliche, an der großen Verwerfung abgesunkene Teil zerfällt in zwei Abschnitte. Der südwestliche dieser beiden Abschnitte bildet zwischen Thunersee und Traubachquertal die Waldegg-Antiklinale (Abschnitt Waldegg-Traubach). Der nordöstliche Abschnitt erstreckt sich östlich des Hohgantgipfels als verbogene Platte vom Älgäu bis zum Emmendurchbruch beim Kemmeribodenbad (Abschnitt Hohlaub–Scherpfenberg).

Wir werden nun zuerst die Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung und anschließend die drei Abschnitte der Randkette behandeln.

Die Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung

Die Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung ist die größte von allen Störungen, welche die Randkette durchsetzen. Sie läßt sich vom N-Ufer des Thunersees in NE-Richtung verfolgen bis in die Schrattenfluh (vgl. auch HAUS, 1937, p. 78). Auf der ganzen Länge ist der südöstliche Flügel um 200–500 m abgesunken.

Die Verwerfung ist auf ihrem ganzen Verlauf gut verfolgbar, ausgenommen an der Leimern und am Guggenhürli-Stand, wo sie vom Habkernflysch überdeckt ist. Da der Flysch von ihr nicht durchsetzt wird, können wir annehmen, der Bruch sei älter als die Aufschiebung des Habkernflysches (vgl. auch p. 120).

Vom Thunersee bis Leimern stoßen die Globigerinenmergel des abgesunkenen Teiles an den Schrattenkalk des nördlichen Abschnittes. Zwischen Leimern und Guggenhürli tritt die Verwerfung im Oberlauf des Bühlbaches wieder zutage. Dort grenzen die Globigerinenmergel an die von der Hohgantserie gebildete Felswand.

Die Bruchfläche verläuft hier weiter im SE als nach ihrem Streichen SW der Leimern zu erwarten wäre. Möglicherweise ist diese Verstellung durch einen Querbruch bedingt, der durch den aufgeschobenen Habkernflysch verdeckt wird. Eine andere Deutung läßt sich aus einer Beobachtung am Osthang des Bühlbaches ableiten. Hier fällt die Verwerfung nicht mehr so steil nach Süden, sondern verflacht sich zwischen Kote 1400 und 1500 zu 50–60° Südfallen. Es wäre deshalb möglich, daß das Zurückspringen der Störung NE der Flyschmasse auf die Verflachung im Einfallen zurückzuführen wäre.

Unter dem Flysch des Guggenhürli-Stand könnte ebenfalls eine Querstörung vermutet werden, denn auch hier ist die Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung am E-Rand der Flyschmasse nach Süden verschoben, verglichen mit ihrem Verlauf im SW. Auch hier, wie an der Leimern, durchsetzt die Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung den Flysch nicht, sondern streicht unter ihm durch.

Südlich des Schöpfenwaldes verbirgt Gehängeschutt meistens die Bruchfläche. Im Unterlauf des Kaltbaches ist sie wieder etwa 100 m weit freigelegt. Ein jüngerer Querbruch versetzt sie dort um etwa 15 m. Weitere kleine Querbrüche durchsetzen den Abschnitt nördlich der großen Verwerfung, hören an dieser aber auf. Zwischen zwei solchen Brüchen ist entlang der Hauptverwerfung ein kleines Mergelpaket, dessen Alter und Zugehörigkeit nicht bestimmt werden konnte, zwischen Schrattenkalk und Hohgantsandstein eingeklemmt.

Nördlich der Alp Traubach teilt sich die große Verwerfung in zwei Äste. Der eine zieht in den Karkessel des Innerbergli, wo er mit andern Brüchen ein ziemlich kompliziertes Bruchsystem bildet (vgl. Tafel I). Der andere Ast läßt sich über Hagletsch und das Älgäuli bis Hohlaub verfolgen. Eine Reihe kleiner Quer-

brüche verstellen die Verwerfung in diesem Abschnitt. Wir haben nur die wesentlichen in unserer Karte (Tafel I) dargestellt.

Während von der Alp Traubach bis nördlich Hagletsch entlang der Verwerfung der Habkernflysch an den Schrattenkalk stößt, grenzen weiter nordöstlich im abgesunkenen Teil die Globigerinenmergel, die Hohgantserie und der Schrattenkalk an die höher gelegenen Kreidesedimente (Schrattenkalk bis hinunter zum Kieselkalk des Hauterivien). Östlich des Hohgantgipfels geht die Verwerfung nicht wie Beck (1911, p. 71) annimmt in eine Flexur über. Es handelt sich dort bloß um Schleppungserscheinungen, die eine solche vortäuschen, wie schon Haus (1937, p. 75) festgestellt hat.

Alter der Verwerfung:

Haus (1937, p. 76) nimmt an, daß der Bruch in seiner Anlage alt sei. Er schließt dies aus dem Seite 57 erwähnten Konglomerat. Nach seiner Ansicht waren vor und während des Eozäns entstandene Verstellungen die Ursache der Geröllbildung. Dabei lieferte der Schrattenkalk des höher gelegenen Teils der Randkette die Komponenten für das Konglomerat, welches nach Haus nur der Verwerfung entlang im abgesunkenen Teil auftritt.

Diese Deutung des Konglomerates als Produkt der frühen Anlage des Bruches erscheint uns zu wenig begründet. Weitere Konglomeratvorkommen sind im höher gelegenen Abschnitt der Randkette durchaus möglich. Die meist mächtige Eozänbedeckung verunmöglicht nähere Beobachtungen, doch erwähnt Schneeberger (1926, p. 61–63) ein solches Konglomerat aus dem Sigriswilergrat. Schneeberger möchte jenes Konglomerat auch als Produkt einer alten Störung (Mähre-Verwerfung) deuten, weist aber darauf hin, daß die gut gerundeten Gerölle von weit her kommen müssen, daß aber die Herkunft nicht festgelegt werden kann.

Während im Konglomerat des Sigriswilergrates nach Schneeberger Komponenten aus dem ganzen Schrattenkalkprofil und sogar Drusbergschichten vorkommen, handelt es sich im Konglomerat des Hohgantgebietes nur um Komponenten aus Schrattenkalk.

Das Eozän transgrediert in unserm Abschnitt der Randkette über untern Schrattenkalk. Wäre zur Zeit des Eozäns der nördliche Teil schon höher gelegen und käme nur dieser als Lieferant der Gerölle in Frage, so wären die Folgen der Erosion sichtbar. Zum mindesten müßte der oberste Teil des untern Schrattenkalkes (mit reichlich *Orbitolinopsis*, vgl. p. 54) in der Umgebung

des Konglomerates der Erosion zum Opfer gefallen sein. Diese Bank des Schrattenkalkes ist aber im ganzen in Frage kommenden Gebiet, sowohl N als S der Verwerfung, erhalten geblieben. Wir betrachten deshalb das Konglomerat als Produkt einer lokalen Aufarbeitung des Untergrundes bei der Transgression und damit die Verwerfung nicht als in ihrer Anlage alt, sondern als Störung, die frühestens im obern Eozän begann.

Randkette nördlich der Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung

Der Abschnitt Gemmenalphorn–Hohgant wird von einer Platte aus Schrattenkalk und der Hohgantserie gebildet, die von zahlreichen Brüchen durchsetzt ist. Letztere lassen sich im Schrattenkalk ziemlich gut erkennen. Dies ist vor allem in der stark verkarsteten Kalkplatte der Sieben Hengste der Fall. Am schönsten treten sie aber im Karkessel des Innerbergli zutage, wo die Beobachtung durch das nur teilweise erhalten gebliebene Eozän (vgl. Tafel I) wesentlich erleichtert wird.

Wo die Hohgantserie als große, geschlossene Masse die Kreide überlagert, lassen sich im Felde nur die großen Verwerfungen erkennen, da bei kleineren Störungen die Kanten von höher liegenden Schollen durch die rasche Verwitterung des Sandsteins abgebröckelt und die Niveau-Unterschiede ausgeglichen worden sind. Dazu gesellt sich noch die üppige Vegetation dieser Gebiete (Seefeld, Trogen) als die Beobachtung erschwerendes Moment.

Bei stereoskopischer Betrachtung von Fliegeraufnahmen läßt sich aber der Verlauf solcher Brüche meist noch feststellen. Es gelang uns so, eine Anzahl Brüche festzustellen, welche wir im Felde nicht beobachten konnten. Diese Brüche haben nur lokale Bedeutung. Sie zeigen uns an, daß die starre Schrattenkalkplatte mannigfach in sich zerbrochen ist.

Randkette südlich der Sundlauenen Hohgant-Verwerfung

Der Abschnitt Waldegg–Traubach ist entlang der Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung gegenüber dem nördlichen Teil der Randkette abgesunken. Der südwestliche Teil dieses Abschnittes zeigt Antiklinalbau. Er wurde von Beck (1911, p. 72) beschrieben und Waldegg-Gewölbe genannt. Nordöstlich der Waldegg verflacht sich das Gewölbe, taucht axial gegen den Traubach hin ab und verschwindet unter dem Habkernflysch.

Die aufgeschobenen Flyschmassen der Leimern und des Guggenhürli überdecken große Teile dieses Abschnittes. Infolgedessen lassen sich nur wenige Brüche erkennen. Ein solcher ver-

läuft entlang dem Fuß der Felswand unter der Alp Holzflüh (SE Leimern).

Im Traubachquertal erreichen die Globigerinenmergel eine Mächtigkeit von gegen 400 m (vgl. p. 62). An drei Stellen (vgl. Tafel II, Profil 2) konnten wir kleine Brüche feststellen. Möglicherweise wird diese Serie aber noch von weiteren Störungen

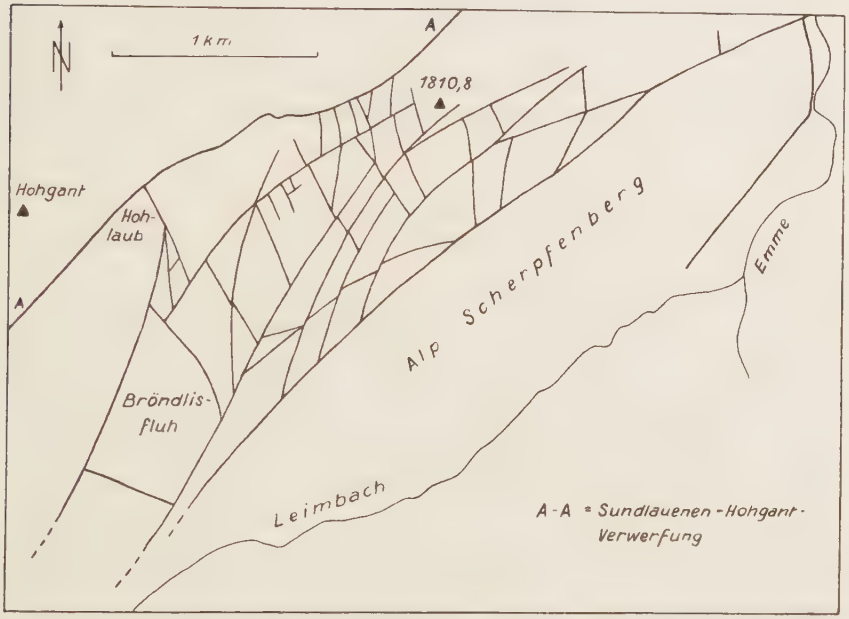


Abb. 7. Verlauf der Brüche im Abschnitt Hohlaub–Scherpfenberg der Randkette.

durchsetzt. Zahlreiche Scherflächen, die spitzwinklig zur Schichtung verlaufen, können als Anzeichen vorhandener Aufschuppungen betrachtet werden. Damit wäre die große Mächtigkeit der Globigerinenmergel zum Teil bloß vorgetäuscht und unsere Schätzung von gegen 400 m wäre demnach zu hoch.

Der Abschnitt Hohlaub–Scherpfenberg bildet wie der Abschnitt Gemmenalphorn–Hohgant eine stark zerbrochene Platte aus Schrattenkalk, auf der das Eozän nur stellenweise erhalten geblieben ist. Aus dieser Platte erheben sich kleine und große (Bröndlisfluh) Schollen, die allseitig durch Brüche begrenzt sind. Den Verlauf einzelner Brüche konnten wir im Felde verfolgen. Eine Übersicht über das Bruchgewirr gestatten uns aber nur die Aufnahmen vom Flugzeug aus. Da das Blatt Interlaken

der Landeskarte im Norden nicht diesen ganzen Abschnitt umfaßt, haben wir in Abbildung 7 den Verlauf der Brüche im Gebiet Hohlaub–Scherpfenberg dargestellt.

Im südlichen Teil der Platte streichen die Längsbrüche ungefähr in NNE-Richtung und drehen im nördlichen Teil ostwärts ab zu NE- bis ENE-gerichtetem Streichen. Die Änderung in der Streichrichtung beträgt 10–45°. Die nur über geringere Distanz sich erstreckenden Querbrüche zeigen keine derartigen Drehungen. Wir suchen die Ursache für dieses Abdrehen der Brüche in einer Torsion der Schrattenkalkplatte um eine ENE streichende Achse, wobei die auflagernde Hohgantserie mit verbogen und zerbrochen wurde.

B. STIRNREGION DER WILDHORN-DRUSBERG-DECKE

Vom Thunersee gegen NE bilden die liegenden Stirnfalten der Wildhorn-Drusberg-Decke die Harder–Brienzergrat-Kette. Vom Harderkulm bis zur Graggenfluh können wir eine erste Falte verfolgen, die gegen Osten leicht axial abtaucht und vom Augstmatthorn an ostwärts von einer zweiten überlagert wird. Diese zweite Falte bildet dann am Rande unseres Untersuchungsgebietes die Gipfelregionen von Augstmatthorn, Gummhorn, Schnierenhorn und ist über die erste etwas gegen N verschoben worden, wie dies am Augstmatthorn (Beck, 1911 und Tafel II) besonders schön zu sehen ist. Eine dritte, höchste Falte bildet den Gipfel des Tannhorns (vgl. Michel, 1922).

Die erste und zweite Falte (F I und F II in Tafel II) haben die Tektonik des SE-Randes des Flysches der Habkern-Mulde beeinflußt, weshalb wir sie hier einer kurzen Betrachtung unterziehen wollen. Nördlich Unterseen ist in der Felswand des Harders der SE fallende Schrattenkalk des Liegendschenkels der Falte I weithin sichtbar. Zwischen Harderkulm und der Roten Fluh bildet der steil einfallende Schrattenkalk dieser Falte die das Lombachtal überragenden Felswände. Diese steilstehende, aber nur leicht verbogene Schrattenkalkplatte ist durch eine Schar ungefähr WNW ESE verlaufender Querbrüche zerhackt. NE der Roten Fluh bildet infolge des leichten axialen Abtauchens gegen E der hangende Schenkel der Falte I den Grat. Bei der Alp Horret liegen die Wangschichten dieses Hangendschenkels ziemlich flach und biegen gegen den Lombach zu steilem N-Fallen um. Ein Teil dieser Wangschichten ist wegerodiert, wodurch Schrattenkalk und im nördlichsten Abschnitt dieses Aufschlusses

auch Seewerkalk zutage treten (vgl. Tafel I). Auch dieser Teil der Falte weist einige Querbrüche auf.

In der Mulde zwischen den Falten I und II, im Gebiet zwischen der Bodmisegg und dem Augstmatthorn, finden wir die größte zwischen Harder und Tannhorn erhalten gebliebene Eozän-Mächtigkeit (vgl. p. 72 und Tafel II, Profil 3). Sie dürfte auf tektonische Anhäufung zurückzuführen sein.

Vom Augstmatthorn gegen NE bilden die Wangschichten und das darüber transgredierende Eozän der Stirne von F II den Abschluß des Riedergrates gegen die Habkern-Mulde. Sie zeigen steiles Einfallen gegen NW bis zum Gummhorn und gehen über in leicht überkippte Lagerung am Fuß von Schnierenhorn und Tannhorn.

Diese Stirnfalten der Wildhorn–Drusberg-Decke sind auf den Habkernflysch hinaufgepreßt worden (vgl. auch Beck, 1911 und Tafel II, Profil 4).

HABKERN-MULDE

Als Habkern-Mulde bezeichnen wir mit Soder (1949, p. 69)

„den zwischen Randkette und Brienzergratkette gelegenen Muldenzug, der aus dem Gebiet von Habkern durch das Quellgebiet der Großen Emme und der Waldemme ins Schlierenbecken hineinzieht und der die ‚exotischen' Habkern- und Schlierenflyschmassen umfaßt".

Auf der tektonischen Übersichtskarte Tafel III haben wir die Habkern-Mulde zwischen Waldemme und Thunersee mit den angrenzenden Gebieten dargestellt. Der NE-Teil der Mulde wurde von Soder (1949) beschrieben. Unser Untersuchungsgebiet schließt SW an dasjenige von Soder an und erstreckt sich bis nahezu an den Thunersee. Jenseits des Thunersees setzt die Flyschzone fort. Sie wurde von Liechti bearbeitet. Obwohl wir es mit der sichern Fortsetzung der Habkern-Mulde zu tun haben, gestatten uns Liechtis Untersuchungen (1930) nicht, Parallelen zu den Flyschgruppen im Habkerntal zu ziehen. Hierzu ist eine neue Detailuntersuchung der Gebiete südlich des Thunersees nötig.

Der von uns untersuchte Teil der Habkern-Mulde ist wie der NE anschließende schlecht aufgeschlossen. Über weite Gebiete verunmöglichen riesige Lokalmoränen und auch Moore jeden Einblick in das anstehende Gestein. Einzig in den zum Teil recht tief eingeschnittenen Bächen sind gute Aufschlüsse anzutreffen. Die Entwicklung der Erkenntnisse über den Aufbau der Habkern-Mulde ist in der Arbeit von Soder (1949, p. 69–72) eingehend geschildert. Soder führte die von Vonderschmitt und Schaub

im Schlierengebiet (1943) erstmals vorgenommene Unterteilung der Habkern-Mulde in zwei tektonische Einheiten bis an die NE-Grenze unseres Untersuchungsgebietes weiter. Für den SW-Teil der Mulde ergab sich für uns dieselbe Trennung in:

A. Habkernflysch (Priabonien) und
B. Schlierenflysch (Oberkreide).

Der Habkernflysch liegt mit einer Schubfläche seiner Unterlage, dem helvetischen Eozän, auf und wird seinerseits ebenfalls mit einer Schubfläche überlagert vom Schlierenflysch. Die Detailuntersuchung gestattete eine weitere Unterteilung des ersteren in drei lithologisch unterscheidbare Zonen:

3. Wildflysch,
2. Flysch mit Leimernpaketen,
1. Basale Flysch-Schuppe.

Es sei schon hier darauf verwiesen, daß diese 3 Zonen mit der von Soder in NE vorgenommenen Unterteilung parallelisiert werden können. So entspricht die Basale Flysch-Schuppe der Serie im Südelbach, während der Flysch mit Leimernpaketen und der Wildflysch zusammen Soders Habkernzone bilden.

Im stratigraphischen Teil beschreiben wir die Schichtfolgen dieser drei Zonen sowie diejenige des Schlierenflysches.

Der tektonische Abschnitt vermittelt einen Überblick über die Verbreitung der drei Zonen des Habkernflysches und des Schlierenflysches. Wir werden ferner versuchen, ihr gegenseitiges Verhältnis in unserem Gebiet sowie im NE anschließenden darzustellen.

I. Stratigraphie

A. HABKERNFLYSCH

Die vorgenommene Unterteilung des Habkernflysches in drei Zonen läßt sich lithologisch leicht durchführen. Die Basale Flysch-Schuppe besteht vorwiegend aus Mergeln. Diese enthalten untergeordnet Bänke und Linsen von feinkörnigem Sandstein, Lithothamnienbrekzien und Brekzien mit Kristallinkomponenten. Die Mergel sehen den helvetischen Globigerinenmergeln sehr ähnlich.

Die zweite Serie unterscheidet sich von der ersten vor allem durch die großen einsedimentierten Leimernpakete.

Die Festlegung der Grenze zwischen dieser Serie und der Basalen Schuppe stößt aber im Gelände auf Schwierigkeiten, da zwischen den zwei Einheiten kein Altersunterschied festgestellt werden kann. Daß sie aber getrennt werden können, ergibt sich vor allem aus den Untersuchungen von Soder im NE anschließen-

den Gebiet, in welchem der Flysch mit Leimernpaketen mit tektonischer Diskordanz gegen die Mergel der Basalen Schuppe (= Südelbach-Serie SODERS) stößt.

Die dritte Abteilung, der Wildflysch, zeigt einen ganz andern Charakter als die beiden erwähnten Flyschzonen. Ihre Mergel sind dunkler und stark zerknetet. Sie weisen Einschlüsse auf, die in den andern Serien fehlen, so zum Beispiel: Granite, Konglomerate mit großen Kristallingeröllen, Ölquarzite, Gips und Barytkugeln.

1. *Basale Flysch-Schuppe*

Sie erreicht im Gebiet der Habchegg, in ihrer größten Entfaltung, eine Mächtigkeit von 1200 m. Da nirgends ein durchgehendes Profil aufgeschlossen ist und wir es zudem mit einer lithologisch ziemlich eintönigen Serie zu tun haben, läßt sich nicht entscheiden, in welchem Grade die große Mächtigkeit durch Verfaltungen und Verschuppungen bedingt ist.

Nur die Detailbeschreibung der wichtigsten Aufschlüsse kann ein einigermaßen anschauliches Bild von der Schichtfolge dieses Flysches vermitteln. Die besten Einblicke in die Basale Schuppe erschließen der Leimbach und die Anrisse an seinem rechtsufrigen Hang, ferner der Graben, der bei den Alphütten von Nollen entspringt und zum Tiefengraben führt und die Runsen an den N- und W-Hängen von Bohlberg und Höchst.

Gegenüber den erwähnten Aufschlüssen zeigen die kleinen im Traubach NW Habkern, im Lammbach und Bohlbach lithologisch nichts Neues. Sie sind aber tektonisch von Wichtigkeit und werden deshalb im tektonischen Teil (p. 118ff.) Beachtung finden.

Leimbach: Der Bach fließt in der allgemeinen Streichrichtung des Flysches. Zweimal verläuft er über größere Strecken entlang der Aufschiebungsfläche, an welcher die Basale Schuppe auf die Globigerinenmergel der Randkette aufgeschoben wurde (vgl. p. 118).

Verfolgen wir den Leimbach von seiner Mündung in die Emme aufwärts, so zeigen sich die folgenden Verhältnisse. In seinem Unterlauf fließt er durch hellgraue, glimmerführende Mergel mit feinkörnigen, bis 15 cm mächtigen Sandsteinbänken, die sich in etwa 2-m-Abständen folgen. Nur wenige dieser Bänke erstrecken sich ungestört über mehrere Meter im Streichen. Meistens sind sie durch Streckung zerrissen und aus der Streichrichtung abgedreht worden. So steckt etwa 80 m oberhalb der Mündung (wenig unterhalb eines Steges) ein feingeschichteter

Sandsteinblock von rund 1 m² Oberfläche derart in den Mergeln, daß seine Streichrichtung senkrecht zu derjenigen der Mergel verläuft. Ein Dünnschliff dieses Sandsteins zeigt an Fossilien: Milioliden, *Halkyardia minima* Liebus und Rotaliden.

5 m oberhalb des genannten Steges befindet sich ein ähnlicher Sandsteinblock, der senkrecht zur Schichtung in eine Brekzie übergeht[1]).

In dieser Brekzie treten als wichtigste Komponenten (maximale Korngröße 15 mm) auf: Quarz und Orthoklas wie sie in den Habkerngraniten vorkommen, grünlicher Granit mit chloritisiertem Glimmer, Chlorit-Albit-Diabas und Leimernkalk mit Globotruncanen der *Lapparenti*gruppe. Das Bindemittel zeigt eine individuenreiche Fauna: Lithothamnien, Nummuliten, Globigerinen, Discocyclinen, Asterocyclinen und Bryozoen.

Etwa 300 m weiter bachaufwärts, beim ersten Anriß am linken Ufer, sind wieder zwei Sandsteinbänke (10 und 30 cm mächtig) mit brekziöser Basis im Mergel enthalten. Wenig oberhalb dieser Stelle tritt der Leimbach an die Aufschiebungsfläche der Basalen Schuppe auf das Eozän der Randkette. Von hier bis zur K. 1270 sind am linken Bachufer meist die Globigerinenmergel der Randkette, am rechten hingegen die tektonisch stärker beanspruchten Mergel und Sandsteine der Basalen Schuppe aufgeschlossen. Dieser Unterschied im Verhalten der Gesteine ist recht auffällig. Der tektonische Kontakt zwischen den zwei gleichaltrigen Serien ist an einigen Stellen gut aufgeschlossen (vgl. auch p. 118), so daß die Abgrenzung der Basalen Flysch-Schuppe gegen das Helvetikum sehr klar ist. Im Gebiet von Soder (1949) ließ sie sich nur schlecht durchführen. Die Beobachtungen im Leimbach gestatten nun, die von Soder in Erwägung gezogene Abtrennung der „Südelbachserie" vom Helvetikum definitiv vorzunehmen.

Die Sedimente der Basalen Schuppe bestehen auf dieser Strecke vorwiegend aus Mergeln mit nur ganz geringen sandigen Einlagerungen. Erst im Graben, etwa 100 m E der Alphütte bei P. 1444 finden wir wieder stärkere Sandsteineinlagerungen. Im Graben tritt auf K. 1300 eine feinkörnige Brekzie mit kristallinen Komponenten auf; sie zeigt die gleiche Zusammensetzung wie die oben schon beschriebene Brekzie.

[1]) Der Übergang von Sandstein in Brekzien kann im gesamten Habkernflysch oft beobachtet werden. Wir vermuten, daß die gröbern brekziösen Lagen jeweils das Liegende bilden und die Sandsteine im Hangenden in Mergel übergehen. Es würde also ein ähnlicher Sedimentationsrhythmus vorliegen wie im Schlierenflysch (vgl. p. 115 und Vonderschmitt & Schaub, 1943).

Von K. 1270 an ist das Bett des Leimbachs ausschließlich in die helvetischen Globigerinenmergel eingeschnitten. Oberhalb der Verwerfung auf K. 1370 fließt er wieder in der Basalen Schuppe. Die Aufschiebungsfläche des Flysches auf den Hohgantsandstein liegt wenig über dem linken Ufer. In diesem Abschnitt des Baches treten wiederum Mergel mit nur wenigen Sandsteineinlagerungen zutage.

Ein gutes, aber leider nicht vollständiges Profil durch diese Schuppe bietet sich uns, wenn wir auf K. 1415 den Leimbach verlassen und dem Graben, der nach Heidbühl hinaufführt, folgen und über den Rücken der Habchegg hinuntersteigen in den Tiefengraben. Das Profil setzt sich aus drei durch Moränen und Schutt voneinander getrennten Teilen zusammen, nämlich dem Graben vom Heidbühl zum Leimbach (Abb. 8), den Aufschlüssen auf dem Rücken der Habchegg bei Heidbühl und den Anrissen im Graben, der von den Alphütten Nollen zum Tiefengraben führt (Abb. 9).

Graben: Leimbach K. 1415 gegen Heidbühl (Abb. 8)

1. Hohgantsandstein.
2. 53 m Graue, sandige, globigerinenführende Mergel, die gegen oben in 3 übergehen. An der Basis sind sie infolge der Aufschiebung auf den Hohgantsandstein von vielen Kalzitadern durchzogen.
3. 8 m Grünliche und gefleckte Mergel.
4. 39 m Globigerinenführende Mergel. An der Basis liegt am linksseitigen Anriß eine 70 cm mächtige, feinkörnige Sandsteinbank, die im Bachbett eine kleine Steilstufe verursacht. Die Bank wird von einem längs des Baches verlaufenden Bruch abgeschnitten.
   Bei D enthalten die Mergel einen einsedimentierten Block von Discocyclinenkalk, dessen größter Durchmesser 24 cm beträgt. An Fossilien konnten wir darin feststellen: Nummuliten, *Operculina*, *Heterostegina*, Globigerinen, Discocyclinen, Actinocyclinen, Asterocyclinen und Bryozoen. Über die Herkunft des Blockes läßt sich nichts aussagen. In seiner Ausbildung ähnelt er am ehesten dem Discocyclinenkalk in der Hohgantserie bei der Chromatte.
   Im obern Teil dieses Abschnittes sind in den Mergeln 3–5 cm mächtige Sandsteinbänke eingelagert, die tektonisch stark zerrissen sind.
5. 7 m Graue Mergel mit dunklen Flecken, nicht durchgehend aufgeschlossen.
6. 32 m Mergel mit dünnen Bänken und Knollen von feinkörnigem Sandstein.
7. 19 m Mergel mit Sandsteinknollen wechseln mit fleckigen Mergelpartien ab.
   Zum Teil sind die fleckigen Mergel von den Flyschmergeln durch Kalzitadern getrennt und zeigen kleine Diskordanzen.

Oft kann man aber auch Übergänge beobachten. Wir betrachten deshalb die fleckigen Mergel bloß als kalkige Varietät der Flyschmergel. Der hie und da vorgetäuschte tektonische Kontakt zwischen den beiden Mergelvarietäten ist auf das verschiedene Verhalten der härteren kalkigen Mergel von dem der weicheren sandigen Mergel bei der Verfaltung zurückzuführen.

8. 40 m Wie 7, doch besonders im untern Teil der fleckigen Mergel stark überwiegend.

9. 68 m Sandige Mergel, deren zwischengelagerte, feinkörnige Sandsteinbänke von 1–40 cm (selten bis 1 m) Mächtigkeit schwanken. Während im untern Teil dieses Abschnittes die Bänke meist konkordant liegen, zeigen sie im obern Teil starke Verbiegungen und sind hie und da verkehrt gelagert. Stellenweise sind sie zerrissen und stecken als Phakoide in stark gequälten Mergeln, wie dies im Wildflysch der Fall ist.

10. Teilung des Grabens in zwei kleine Gräblein, in denen je noch einige Meter gefleckte Mergel aufgeschlossen sind.

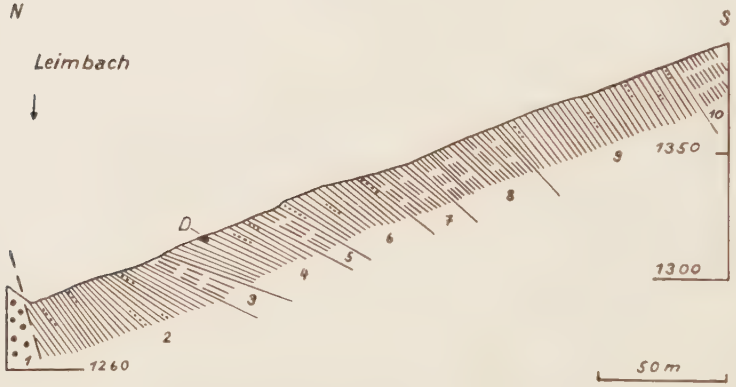


Abb. 8. Profil im Graben Heidbühl–Leimbach. Maßstab 1:3000. (Die Nummern 1–10 verweisen auf das Profil im Text.)

Heidbühl. Zuoberst am Nordhang der Habchegg liegen einige kleinere Aufschlüsse, in denen vorwiegend sandige Mergel mit Globigerinen zutage treten. Sandsteinbänke sind nicht häufig, sie zeigen aber etwas gröberes Korn als die im obigen Profil erwähnten. Wir konnten darin erkennen: Schlecht erhaltene Nummuliten-, Rotaliden- und Discocyclinenresten, daneben auch aufgearbeitete zweikielige Globotruncanen.

Vom Grat der Habchegg bis zu den Alphütten von Nollen ist der Flysch durch Schutt verdeckt. Es folgt das dritte Teilstück des Profils, der

Graben: Nollen–Tiefengraben (Abb. 9).

In der Runse, die bei den beiden Hütten von Nollen beginnt, läßt sich von K. 1530 an abwärts folgendes Profil feststellen:

1. 110 m Globigerinenführende Mergel mit stark verfalteten und zerrissenen, rund 1 dm mächtigen Sandsteinbänken und -linsen. Auf einen Meter Mächtigkeit entfallen durchschnittlich 3–4 dieser Bänke oder Linsen. Die starke Zerknitterung der oft feinblättrig verwitternden dunkelgrauen Mergel gibt dem Gestein oft einen wildflyschähnlichen Charakter, ähnlich den unter 9 in Abbildung 8 beschriebenen Gesteinen.
2. 54 m Wie 1, aber die wildflyschähnlichen Partien fehlen hier. Die Mergel verwittern plattig, und die Sandsteinbänke folgen sich etwas weniger dicht.
3. 29 m Mergel ohne Zwischenlagerungen.
4. 6 m stark zerknetete Mergel mit sehr vielen kreuz und quer verlaufenden Kalzitadern, die ähnlich wie bei 2 in Abbildung 8 auf starke tektonische Störung hinweisen.
5. 20 m sandige Mergel. Die Obergrenze dieses Abschnittes wird gebildet von einer 0,5 m mächtigen, sehr sandigen, feingeschichteten Bank.
6. 126 m Mergel mit nur vereinzelten, 1–2 cm mächtigen sandigen Lagen. Hier sind wir an der Mündung in den Tiefengraben angelangt. Da letzterer zunächst in nur kleinem Winkel zum Streichen der Flyschserie fließt, projizieren wir den Aufschluß entlang des Grabens zur Vereinfachung der Darstellung als Fortsetzung in die Ebene des obigen Bachprofils.
7. 40 m wie 6.
8. 20 m vorwiegend feinkörniger Sandstein in Bänken bis zu 1 m Mächtigkeit mit nur dünnen Mergelzwischenlagen. Die Bänke sind stark zerrissen.
9. 30 m wieder vorwiegend Mergel. Sandstein in 8–30 cm mächtigen Bänken und Linsen. Dazwischen 4 m gefleckte Mergel. Bis hieher sind die Schichten in Abbildung 9 dargestellt.

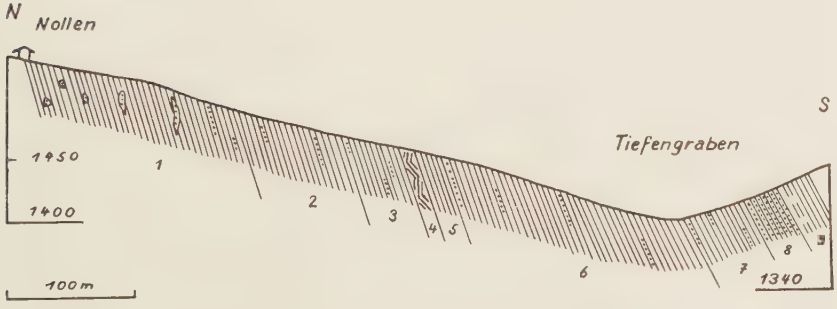


Abb. 9. Profil im Bächlein Nollen–Tiefengraben. Maßstab 1:6000.
(Die Nummern 1–9 verweisen auf das Profil im Text.)

Darüber, wieder aufgeschlossen im Tiefengraben, folgt von K. 1345 (Abbiegen des Baches gegen SE) bis zur Mündung des Grabens von Hinterringg eine über 300 m mächtige Folge von Sandsteinen und Mergeln. In dieser wechseln bis 15 m mächtige Sandsteinkomplexe, die nur dünne Mergellagen enthalten, mit 4–6 m mächtigen, vorwiegend mergeligen Abschnitten, deren Sandsteinbänke meist zerrissen sind. Im obern Teil dieser 300 m weisen die Bänke reiche Foraminiferenfaunen des Priabonien auf (siehe p. 102) und führen Gerölle bestehend aus dichten grünlichweißen Kalken und Mergeln mit Globotruncanen. Bei der Mündung des Bächleins, das bei Hinterringg entspringt, treten mehrere Meter mächtige Pakete von Leimernschichten auf.

Wir befinden uns somit in der mittleren Zone des Habkernflysches, im Flysch mit Leimernpaketen. Wie schon oben (p. 80) angeführt, ist die Grenze zwischen den zwei Einheiten nicht leicht festzulegen. Wir vermuten sie in der stark zerkneteten und von Kalzit durchzogenen Mergelzone von 4 im Graben SE unterhalb Nollen. Für diese Grenzlegung spricht auch das Auftreten der Sandsteine auf dem rechten Ufer des Tiefengrabens (Nr. 8 und die darüber folgende Serie). Eine Häufung von Sandsteinen und sandigen Einlagerungen, wie sie hier auftritt, konnten wir nirgends in der Basalen Schuppe auffinden, ebenso auch nicht in der Südelbach-Serie Soders im NE anschließenden Gebiet.

Weitere gute Aufschlüsse der Basalen Schuppe finden wir im Traubach bei Erlen und an den N- und W-Hängen von Bohlberg und Höchst.

Im Traubach sind auf K. 1220 die obersten Bänke von Wängenkalk in den helvetischen Globigerinenmergeln aufgeschlossen. Darüber folgen rund 60 m Globigerinenmergel ohne Zwischenlagerungen. Auf K. 1290 (unterhalb der Stelle, an welcher das Weglein nach Erlen den Bach quert) treten in den Mergeln mehrere Sandsteinlagen auf (vgl. Abb. 10).

Die Sandsteinlagerungen sprechen dafür, daß es sich bei diesen Schichten um Sedimente der Basalen Schuppe handelt. Die Aufschiebungsfläche der letztern auf die Globigerinenmergel der helvetischen Randkette vermuten wir innerhalb der 60 m mächtigen Mergelzone. Eine genauere Lokalisierung war uns nicht möglich, da die Serie nicht ununterbrochen aufgeschlossen ist.

Die Aufschlüsse setzen sich im Traubach fort bis zur Kote 1330. Ungefähr 200 m N Erlen, bei der Mündung des kleinen linken Seitenbaches, welcher 100 m NE P. 1605 entspringt, ist in den Mergeln der Basalen Schuppe eine 15 cm mächtige brekziöse Bank aufgeschlossen, die größtenteils aus Trümmern von

Foraminiferenschalen besteht. Aus der im Schliff festgestellten Fauna wurden bestimmt: Lithothamnien, Milioliden, Nummuliten, Operculinen, *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM., Rotaliden, Globigerinen, Gypsinen, Discocyclinen, Asterocyclinen, Bryozoen, Echinodermenstacheln, *Dentalium* und *Serpula*.

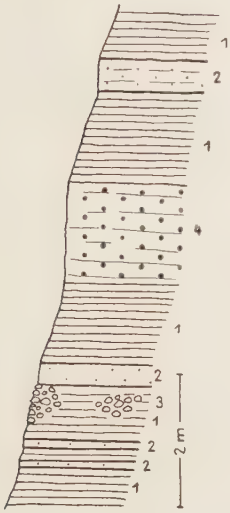


Abb. 10. Detailprofil in der Basalen Flysch-Schuppe im Traubach bei Erlen.

1 Leicht sandige, globigerinenführende Mergel.

2 feinkörnige Sandsteinbänke.

3 Nesterweise sedimentiertes, monogenes Konglomerat. Die Gerölle erreichen Durchmesser von 8–24 cm. Sie bestehen aus feinkörnigem Sandstein wie die Bänke 2.

4 Foraminiferenreiche Sandsteinbank von gröberem Korn als 2. Fauna wie die aus der Brekzienbank im Traubach auf K. 1305 aufgezählte.

Im oben erwähnten kleinen Seitenbach bilden wenige Meter oberhalb seiner Mündung feinkörnige Sandsteinbänke einen 3 m hohen Wasserfall. Darüber folgen in diesem Bächlein etwa 20 m leicht sandige Mergel, die eine 50 cm mächtige, ebenfalls feinkörnige Sandsteinbank enthalten. Von K. 1320 bis K. 1370 sind keine Aufschlüsse anzutreffen. Von K. 1370 an aufwärts erschließen die Anrisse längs des Bächleins ein schönes Profil (vgl. auch Abb. 11):

1. 180 m sandige Mergel mit 20–100 cm mächtigen, feinkörnigen Sandsteinbänken, die verbogen und zerrissen sind.
2. 64 m wie 1, doch viel weniger Sandsteinbänke enthaltend. Die Mergel sind stellenweise kalkig und weisen dunkle Flecken auf, wie wir dies im Profil Abbildung 8, Schicht 7 (vgl. auch p. 83) schon beschrieben haben.
3. 110 m ähnlich 2. Die fleckigen Mergelpartien sind jedoch seltener.
4. 15 m Zone, die unten wie 3 aussieht. Gegen oben ist ein allmählicher Übergang in dunklere, feinblättrig verwitternde Mergel zu beobachten.
5. 145 m dunkle, feinblättrig verwitternde Mergel mit Sandsteinen in Linsen, Brekzien, Konglomeraten und einem gerundeten Granitblock von über 1,5 m Durchmesser.

Der Abschnitt 3 gehört zweifellos zur Basalen Schuppe. Abschnitt 5 dagegen zeigt die typischen Eigenschaften des Wildflyschs. Die Flysch-Serie mit Leimernpaketen fehlt hier.

Dieses Profil spricht für eine normalstratigraphische Auflagerung von Wildflysch auf den Flysch der Basalen Schuppe.

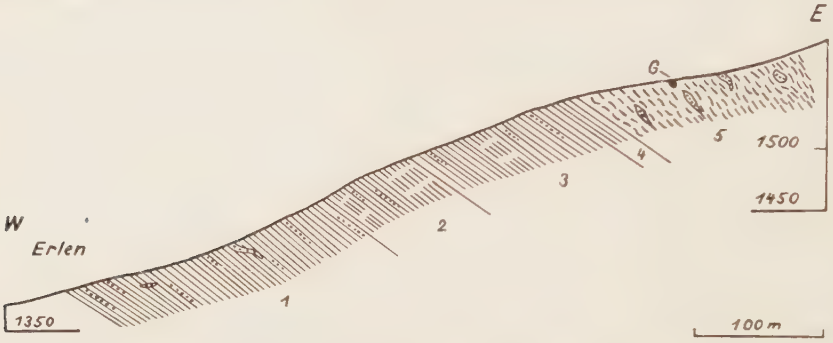


Abb. 11. Profil im Graben SW Höchst. Maßstab 1:6000.
(Die Nummern 1–5 verweisen auf das Profil im Text.)

Zusammenfassung

Die globigerinenführenden Mergel der Basalen Flysch-Schuppe sind den helvetischen Globigerinenmergeln der Randkette faziell so nahe verwandt, daß die Mergel in kleinen Aufschlüssen, in denen keine Einlagerungen auftreten, nicht mit Sicherheit der einen oder andern der beiden Einheiten zugeteilt werden können. Die Zwischenlagerungen dagegen zeigen deutliche Unterschiede. Während in den Globigerinenmergeln der Randkette die organogenen Wängenkalke auftreten, enthalten die Flyschmergel Zwischenlagerungen aus detritischem Material. Es sind dies Sandsteine, Lithothamnienbrekzien aus zusammengeschwemmten Bruchstücken von Lithothamnienriffen, polygene Brekzien mit Kristallinkomponenten.

Die gefundenen Foraminiferen ergaben für die Sedimente der Basalen Schuppe ebenfalls obereozänes Alter, wie für die helvetischen Globigerinenmergel. Daß die beiden Serien trotzdem zwei verschiedenen tektonischen Einheiten angehören, beweisen die tektonischen Kontakte im Leimbach (vgl. p. 118).

2. *Flysch mit Leimernpaketen*

Die Vorkommen dieser Serie verteilen sich auf zwei größere Abschnitte unseres Untersuchungsgebietes. Der eine befindet

sich W Habkern. Der andere liegt im NE und umfaßt zur Hauptsache das engere Quellgebiet der Großen Emme.

Gebiet W Habkern: Hier liegt der Flysch am Guggenhürli und an der Leimern auf dem Waldegg-Gewölbe und der Randkette (vgl. p. 67 und 120).

Bei der Leimern handelt es sich um die von KAUFMANN (1886) erstmals beschriebene Typlokalität der Leimernschichten. Als Illustration zu den nun folgenden Ausführungen über die Aufschlüsse an der Leimern dienen die Abbildungen 12, 13 und 14. Der Flysch bildet einen schmalen Rücken, der im SE steiler abfällt und gleichzeitig breiter wird. Die wichtigen Aufschlüsse befinden sich an dessen N- und E-Abhängen und sind von der Waldegg (an der Poststraße Interlaken–Beatenberg) auf einem bequemen Weg über Amisbühl (vgl. Tafel I) leicht zu erreichen. Beim Anblick des Flysch-Rückens von NE her bietet sich das Bild, das wir in Abbildung 13 dargestellt haben. Das Auffälligste sind dabei hell von den Flyschmergeln mit Sandsteinbänken sich abhebende grünlichgrau und teilweise auch rötlich gefärbte Kalke und Kalkmergel (Pakete I und II in den Abb. 12–14). Sie verursachen beinahe senkrechte Abstürze. Es handelt sich dabei, wie schon längst bekannt ist, besonders um Oberkreideschichten, wie sie im eozänen Flysch des Alpennordrandes recht häufig auftreten. KAUFMANNS klassische Definition dieser Leimernschichten (1886, p. 310/311) lautet:

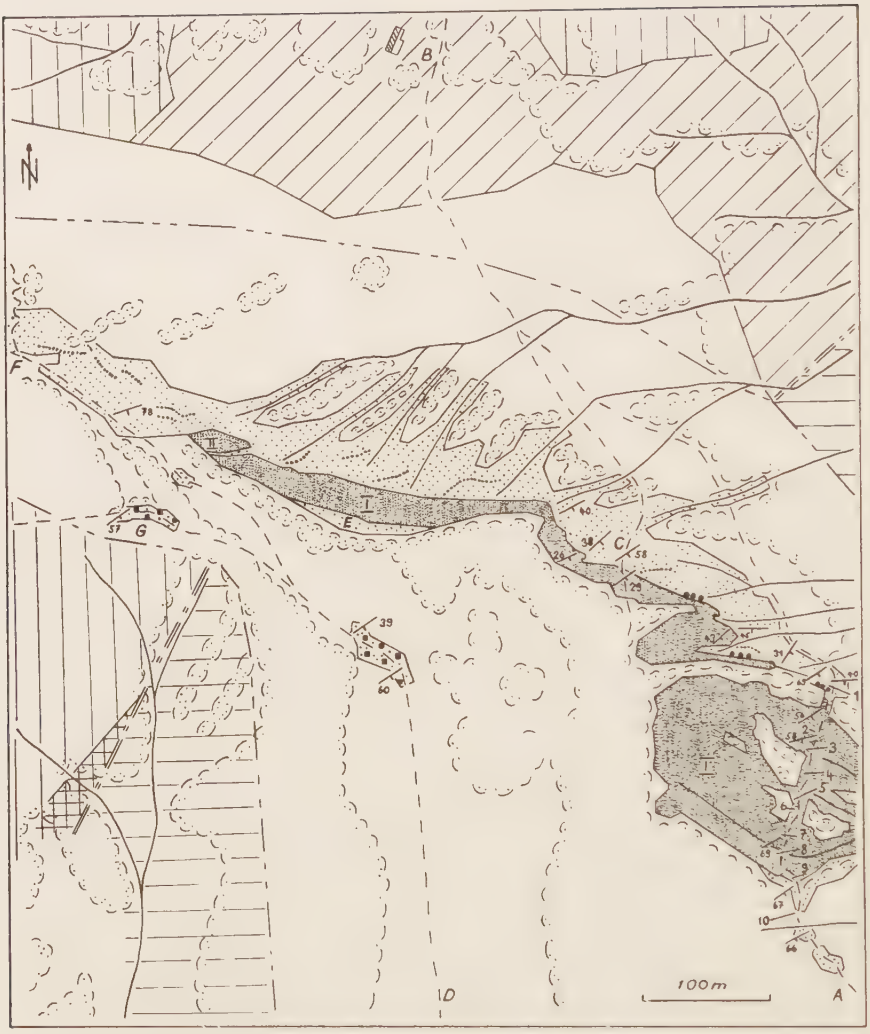
„Weißliche bis graugrüne Mergelschiefer, Kalke und Schieferkalke von seewenartiger Beschaffenheit, wechselnd mit rothen Gesteinen gleicher Art, oft auch mit beiderlei Farben im Verlaufe derselben Schichte, wobei das Rothe im Graugrünen Flecken bilden kann, theils mit scharfer, theils mit verwaschener Begrenzung."

„Sie sind überall foraminiferenhaltig."

Beim Anblick des großen Anrisses (vgl. Abb. 13) drängt sich sofort die Frage auf, wie diese Leimernschichten in ihre heutige Lage im obereozänen Flysch gelangt seien.

KAUFMANN äußert sich zu dieser Frage nicht. BECK (1912) betrachtet diese Pakete als Überbleibsel der Klippendecke. 1917 erklärt sie GAGNEBIN als Linsen, die submarin in den Flysch eingerutscht sind. TERCIER faßt sie 1928 wieder als tektonisch eingespießte Schürflinge auf. SODER (1949, p. 74–77 und 83–85) neigt eher zur Ansicht, daß es sich bei den großen und kleinen Komplexen von Leimernschichten in seinem Untersuchungsgebiet um einsedimentierte Rutschpakete handelt.

Im folgenden beschreiben wir die Aufschlüsse an der Typlokalität Leimern und zeigen dann an Hand der Ergebnisse unserer



Legende:

Wildhorn-Decke:

- Globigerinenmergel
- Discocyclinenkalk
- Hohgantsandstein u.-Schiefer
- Schrattenkalk

Flysch mit Leimernpaketen:

- Flyschmergel mit: Sandsteinbänken
- Linsen, die vorwiegend aus Leimernschichten bestehen
- kleinen Linsen von Leimernschichten
- Leimernschichten

A–B Weg Amisbühl - Alpigen
D–F Weg Amisbühl - Oberberg
G Weg Leimern - Kühmätte
Sundlauenen - Hohgant - Verwerfung
Grenze Helvetikum - Flysch
Wald
Schutt

Abb. 12. Geologische Kartenskizze der Typlokalität Leimern. Maßstab 1:6000.

Abb. 13. Typlokalität Leimern. Ansicht vom Guggenhürli aus.

Untersuchungen, wie wir uns die Einlagerung dieser Leimernpakete im priabonen Flysch vorstellen.

Zur Beschreibung der Aufschlüsse an der Leimern teilen wir ein in:

a) Flysch unter den Leimernschichten,
b) Leimernschichten und
c) Flysch über den Leimernschichten.

a) Flysch unter den Leimernschichten

Der Flysch besteht zur Hauptsache aus grauen, leicht sandigen Mergeln mit vielen Glimmerschüppchen. Diese Mergel enthalten feinkörnige Sandsteinbänke von 0,1 1,3 m Mächtigkeit. An zwei Stellen treten mächtigere Sandsteinkomplexe auf. Der eine bildet N P. 1840 (vgl. Abb. 13) ein 3 m hohes Felswändchen, der andere ist 6 m mächtig und sticht bei 1 am Weg A B (vgl. Abb. 13) aus den Flyschmergeln hervor.

Die Sandsteinbänke in der Nähe des großen Leimernpaketes I führen oft eckige bis gut gerundete Brocken (bis 3 cm Durchmesser) von Leimernschichten. Abbildung 15 vermittelt ein anschauliches Bild von der Art und Weise, wie diese Leimernkomponenten in den Flysch-Sandsteinen auftreten.

Bei der mikroskopischen Betrachtung des in Abbildung 15 abgebildeten Gesteinsschliffs konnten im Sandstein Trümmer folgender Fossilien erkannt werden: Lithothamnien, Nummuliten, *Heterostegina helvetica* Kaufm., Alveolinide (es handelt sich um einen winzigen Alveoliniden, der nur in einem Exemplar auftrat. Die strukturellen Merkmale sind leider nur undeutlich. Vielleicht gehört er zu *Neoalveolina*), Rotaliden, *Pellatispira* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Gypsina*, Discocyclinen, Bryozoen und Lamellibranchier. Es handelt sich also auch hier um obereozäne Sandsteine.

Die Mehrzahl der Leimernbrocken führt *Gümbelina*, *Globigerina cretacea* d'Orb., Globotruncanen der *Lapparenti*gruppe und *Globotruncana leupoldi* Bolli. Die übrigen weisen diese Oberkreide-Fauna nicht mehr auf, dagegen enthalten sie *Globig.* cf. *bulloides* d'Orb.

Eine besondere Art des Auftretens von Trümmern von Leimernschichten im Flysch läßt sich wenig unterhalb der Leimernplatte I (siehe Abb. 12 und 14, grobe Punkte) beobachten. Es handelt sich um 15 25 cm mächtige Linsen, die fast ganz aus

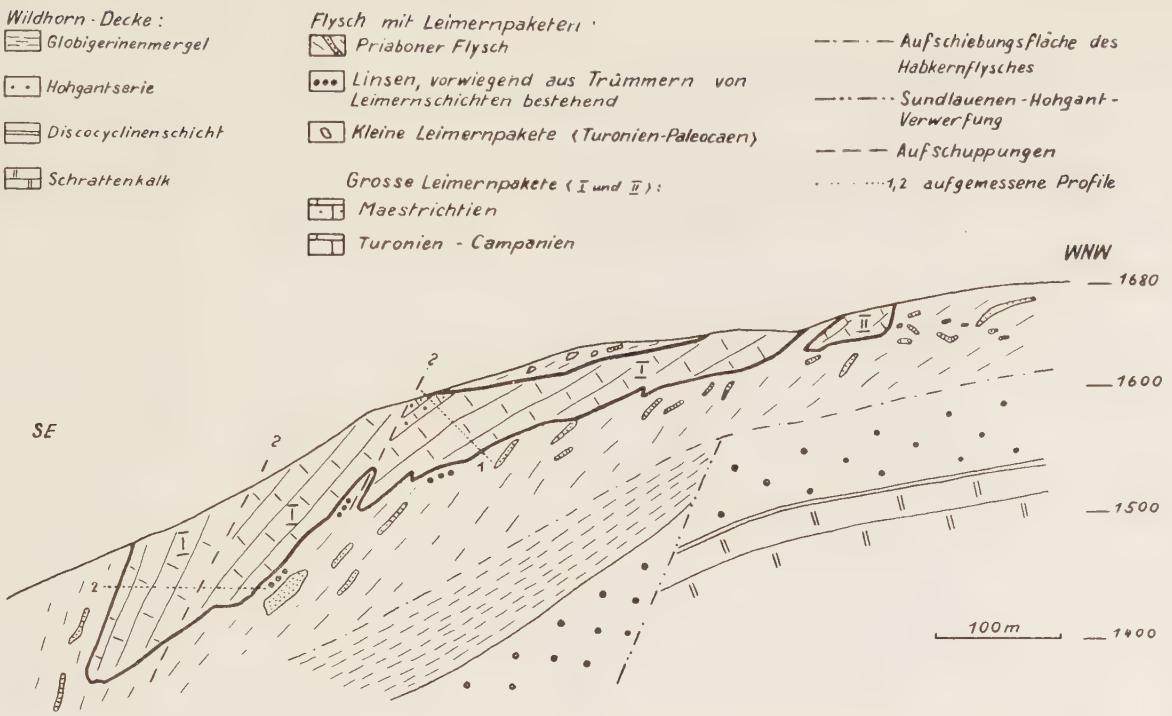


Abb. 14. Geologisches Profil durch die Typlokalität Leimern. Maßstab 1:6000.

eckigen bis kantengerundeten Trümmern von Leimernschichten zusammengesetzt sind. Sie liegen alle drei unmittelbar unterhalb des großen Leimernpaketes.

Die Basale Flysch-Schuppe fehlt im Gebiet der Lokalität Leimern. Der Flysch mit Leimernpaketen liegt direkt auf dem Helvetikum. Der Aufschiebungskontakt ist nirgends sichtbar, da er unter beträchtlichen Gehängeschuttmassen verdeckt liegt.

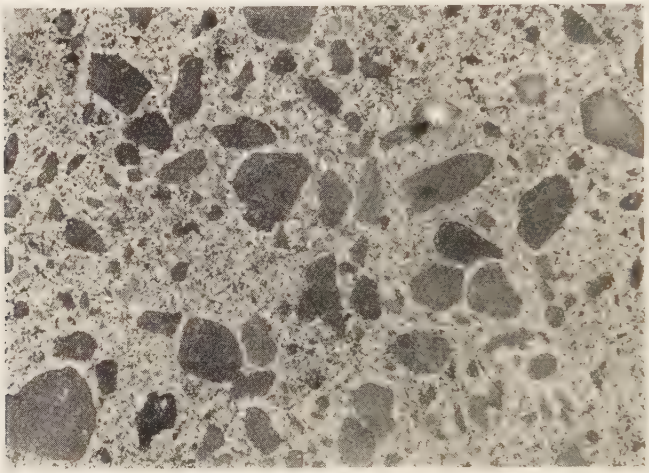


Abb. 15. Sandsteinbank mit Brocken von Leimernschichten. Typlokalität Leimern. Photographie eines Dünnschliffes. Nat. Größe.

b) Leimernschichten

Leimernschichten und Flysch fallen gleichsinnig nach Süden ein. Am N- und S-Ende zeigen sie Konkordanz. Im Zwischengebiet hingegen läßt sich erkennen, daß, wie in Abbildung 14 dargestellt, die Kreideschichten mit einer Winkeldiskordanz von 10–30° auf dem Flysch aufruhen.

Ein gutes Profil durch die Leimernschichten legt der auf einer Länge von rund 180 m in denselben eingeschnittene Weg A B (vgl. Abb. 12) frei (aufgemessenes Profil 2 in Abb. 14). Das Weglein C (Abb. 12 und 13, aufgemessenes Profil 1 in Abb. 14) quert das Leimernpaket an einer Stelle, die sich durch ihren Reichtum an gut erhaltenen Globotruncanen auszeichnet. Zudem stießen wir in diesem Profil auf stratigraphische Niveaux, die im Profil 2 nicht vorhanden sind. Im folgenden beschreiben wir diese beiden ausgemessenen Profile.

Profil 1:

Am Weglein C, wenig unter den Leimernschichten, enthalten die Flyschmergel eine 15 cm mächtige Sandsteinbank, die in rund 1 m lange Stücke zerrissen ist. Sie enthält kleine Trümmer von Leimernschichten. Solche treten auch in den Mergeln zwischen der Bank und dem Leimernpaket auf. Über diesen Mergeln folgen mit einer Winkeldiskordanz von 29° die Leimernschichten:

1. 0,8 m grünlichgraue Mergel mit dunkelgrauen bis schwarzen Partien. Ziemlich viele Kalzitadern durchziehen den Abschnitt.
2. 3,5 m Mergel ohne dunkle Partien. Sie enthalten kalkige Linsen.
3. 4,3 m vorwiegend helle, dichte Kalke, die stark zerbrochen sind.
4. 0,5 m Mergel ohne kalkige Linsen.
5. 2,7 m fast ausschließlich Kalke. Im obern Teil des Abschnittes sind sie leicht gefleckt.
6. 9,4 m Kalk- und Mergelpartien wechseln ungefähr im Verhältnis 1:1.
7. 1,6 m Rote Mergel mit kleinen grün gefärbten Schlieren.
8. 5,6 m Mergel und Kalke, bald rot bald grün gefärbt. Ziemlich viele Kalzitadern.
9. 4,7 m Kalke und Mergel, die Kalke vorwiegend grün, die Mergel meist rot.
10. 6,6 m Kalke und Mergel mit großen Kalklinsen, durchgehend rot gefärbt.
11. 6,7 m rote und grüne Mergel und Kalke wechseln in unregelmäßiger Folge.
12. 6,6 m hellgraue bis grünliche, fleckige Mergel.
13. 2,3 m fleckige Mergel mit ebenfalls gefleckten Kalklinsen.
14. 7,7 m fleckige Mergel, in denen nur vereinzelt Linsen von ebenfalls gefleckten Kalken auftreten.

Ob über dem Abschnitt des obigen Profils noch mehr Leimernschichten vorhanden sind, läßt sich nicht mit Sicherheit aussagen. Das Weglein verläßt den Anriß und führt nach einem kurzen Stück Weide in den Wald. Vom obern Rand des Absturzes bis zum Aufschluß E in Abbildung 12 tritt das Anstehende nirgends zutage.

Das obige Profil zeigt fast durchwegs, besonders in den kalkigen Partien, den schon von KAUFMANN festgestellten hohen Foraminiferengehalt. Diese Foraminiferen sind: *Gümbelina*, *Globigerina* und *Globotruncana*. Hiervon verdienen die letzteren unsere besondere Aufmerksamkeit, da die verschiedenen *Globotruncana*arten eine nähere Altersbestimmung dieser Sedimente gestatten. In der folgenden Tabelle haben wir die Verteilung der Globotruncanen an Hand der nach der Arbeit von BOLLI (1944) vorgenommenen Bestimmungen zusammengestellt:

Nummern in Profil 1	Mächtigkeit m	Globotruncanen	Auftreten s = selten h = häufig hh = sehr häufig	Stufe
13–14	53–63	*G. stuarti* De Lapparent	h	Maestrichtien
		G. leupoldi Bolli	hh	
		G. lapparenti tricarinata Quereau	s	
				Campanien
11–12	39,7–53	*G. cf. leupoldi* Bolli	s	
		G. lapparenti coronata Bolli		
		G. lapparenti tricarinata Quereau	h	
		G. lapparenti lapparenti Bolli	hh	
10	33,1–39,7	*G. lapparenti tricarinata* Quereau	h	
		G. lapparenti lapparenti Bolli	hh	
6–9	11,8–33,1	*G. lapparenti lapparenti* Bolli	s	
1–5	0–11,8	*G. globigerinoides* Brotzen	s	
		G. lapparenti inflata Bolli	h	Turonien
		G. lapparenti lapparenti Bolli	s	

Dieses Profil bildet demnach eine kontinuierliche Serie vom Turonien bis hinauf ins Campanien-Maestrichtien[1]).

Das zweite Profil durch die Leimernschichten schreiten wir ab, wenn wir von der Hütte bei B (Abb. 12) dem Weg nach A folgen. Bis zur Wegbiegung bei 1 verläuft er vorwiegend im Gehängeschutt, aus welchem nur selten anstehende Flyschrippen hervorstechen. Im Flysch bei 1 treffen wir den bereits erwähnten Sandsteinkomplex und die eine der drei Linsen mit Leimernbrocken

[1]) Die Grenze Campanien-Maestrichtien kann hier nicht genau festgelegt werden. Nach Bolli (1944) kennzeichnet das erste Auftreten von *Globotruncana stuarti* (de Lapparent) den Beginn des Maestrichtien. Wie aber andere Arbeiten (Gläßner, 1937; Gubler, 1946; Marie, 1936) zeigen, tritt *Glob. stuarti* auch schon im obern Campanien auf.

Cita (1948) beschreibt *Glob. rosetta* (Carsey), die im Axialschnitt kaum von *Glob. stuarti* (de Lapparent) unterschieden werden kann, bereits aus dem Santonien.

Ob die Grenzen zwischen diesen Oberkreidestufen mit Hilfe der Globotruncanen allein festgelegt werden können, ist nach den bisherigen Untersuchungen noch ungewiß.

an. Die Leimernschichten folgen an dieser Stelle mit nur unbedeutender Winkeldiskordanz auf den Flysch. Das Profil entlang dem Weg läßt sich lithologisch in folgende Abschnitte einteilen (die Nummern sind in Abb. 12 eingetragen):

1–2 Über der erwähnten Sandsteinlinse mit Leimernbrocken folgen graugrüne, kalkige Mergel, die ziemlich feinblättrig verwittern. Sie enthalten kleine, etwas dunkler gefärbte Kalklinsen. Nahe bei 2 ist ein Teil der Mergel rot gefärbt. In diesen treten Bänder und Flecken von grünlichgrauer Farbe auf. Die unregelmäßige Verteilung von Rot und Grün in diesem Abschnitt sowie in 7–11 des 1. Profils (vgl. p. 95) zeigt, daß die rot gefärbten Leimernschichten nicht etwa ein bestimmtes Niveau innerhalb der Serie verkörpern.

2–3 Graugrüne Mergel. Sie verwittern weniger feinblättrig als diejenigen im vorhergehenden Abschnitt.

3–4 Mergel, wie 2–3, mit wenigen kalkigen Linsen. Kalzitadern durchziehen die Partie.

4–5 Leicht verfaltete Mergel mit langgezogenen (bis 2 m), bis 15 cm mächtigen Kalklinsen.

5–6 Stark zerknetete Mergel mit häufig eingelagerten kleinen Kalklinsen (bis 50 cm lang und 25 cm mächtig). Es sind reichlich Kalzitadern (bis 6 cm dick) vorhanden.

6–7 Ruhig gelagerte Mergel mit Kalken. Die Kalklagen lassen sich mehrere Meter weit verfolgen.

7–8 Stark kalkige, feingeschichtete Mergel.

8 9 Feinblättrig verwitternde Mergel, wie 1–2. Stellenweise sind sie dunkelgrau gefärbt. Die kalkigen Lagen sind nur zentimeterdick. Sie sind oft mit dunklen Flecken versehen. In der Nähe des Kontakts zum Flysch sind die Leimernmergel stark zerknetet.

Die in diesem zweiten Profil freigelegten Sedimente weisen viel weniger Foraminiferen auf als diejenigen des 1. Profils. Die festgestellten Globotruncanen gehören alle der *Lapparenti*gruppe an. *Glob. leupoldi* und *Glob. stuarti* treten hier nicht mehr auf. Dies ist um so erstaunlicher, als dieses Profil mehr als die doppelte Mächtigkeit des ersten aufweist. Es müssen also Störungen vorhanden sein, die im Felde sehr schwer zu fassen sind; doch weisen die zerkneteten Mergel und das reichliche Vorhandensein von Kalzit (besonderer Abschnitt 5–6 im Profil 2) sowie viele kleine Scherflächen auf solche Störungen hin. Als Lösung, die auch das verschieden starke Einfallen innerhalb des großen Leimernpaketes erklärt, denken wir uns eine Aufschuppung längs zwei Flächen, die wir in Abbildung 14 angedeutet haben.

c) Flysch über den Leimernschichten

Der Flysch über den Leimernschichten tritt nur in wenigen Aufschlüssen zutage. Im Süden, am Weg A–B bei 9 stoßen graue, tonige bis sandige Mergel mit vielen Glimmerschüppchen an die

Leimernschichten. Bis zum Graben bei 10 stechen besonders die in den Mergeln eingelagerten Sandsteinbänke als kleine Rippen aus dem Schutt und der Vegetation hervor. Es sind feinkörnige Sandsteine, wie wir sie unter dem Leimernpaket im Flysch finden.

Südlich des erwähnten Grabens folgen am Weg (bei A in Abb. 12) zwei Aufschlüsse, deren Zugehörigkeit zum Habkernflysch wir nicht mit Sicherheit feststellen können. Fein- bis mittelkörnige, bis 1,5 m mächtige Sandsteinbänke werden gegen oben schiefrig und gehen in die sandig-schiefrigen Mergel über. Die mächtigeren unter ihnen zeigen wulstige Unterflächen. Diese Ausbildung erinnert sehr stark an Schlierenflysch. Es gibt aber auch im Habkernflysch Bänke, die dem letzteren sehr ähnlich sehen. Auch die Fauna läßt keinen sichern Entscheid zu. Wir konnten im Schliff zwar Globotruncanen der *Lapparenti*gruppen feststellen, neigen jedoch eher dazu, anzunehmen, diese seien aufgearbeitet, da sie sich in einem sandigen Milieu befinden, das für sie eigentlich ungewöhnlich ist. Die Sandsteine mit den kalkigmergeligen Komponenten zwischen den Quarzkörnern zeigen große Ähnlichkeit zu den Sandsteinen von N Heidbühl (vgl. p. 84) aus der Basalen Flysch-Schuppe. Dort zerstreuen allerdings im Verein mit den Globotruncanen auftretende Eozän-Foraminiferen jeden Zweifel an der Aufarbeitung. Ein sicherer Entscheid ist jedoch hier, bei den Sandsteinen von A (Abb. 12) besonders auch infolge des isolierten Vorkommens (ohne Zusammenhang mit andern Aufschlüssen) nicht möglich. Da wir die Globotruncanen eher aufgearbeitet als autochthon betrachten, stellen wir diese beiden Aufschlüsse vorläufig zum Habkernflysch.

Weitere Aufschlüsse in diesem Flysch befinden sich an den Weglein D–F und G:

Wo der Weg D F von der Nord-Richtung gegen NW abbiegt, enthalten die Flyschmergel kleine Pakete von globotruncanenführenden Leimernschichten. Der kleine Aufschluß in der Mitte zwischen dem letztern und F in Abbildung 12 zeigt graue Mergel ohne Einlagerungen.

Von besonderem Interesse ist eine Anzahl kleiner Aufschlüsse am Weglein G, die wir in Abbildung 12 zusammengefaßt haben. In den Mergeln, die wiederum zwischengelagerte Sandsteinbänklein aufweisen, stecken ebenfalls kleine, faust- bis kopfgroße Linsen von Leimernschichten. Ein Teil derselben führt *Gümbelina*, *Globigerina cretacea* und *Globotruncana*. Andere dagegen zeigen im Dünnschliff nur *Globigerina bulloides* und *Globorotalia*. Hierbei dürfte es sich um Horizonte handeln, die in die Zeitspanne Danien Paleozän einzureihen sind. Diese kleinen

Pakete und ein Teil der Leimernbrocken in den Linsen im Flysch unter dem großen Paket (vgl. p. 92) gehören also zu einem Horizont, den wir im Verband mit dem großen Leimernpaket nicht finden konnten. Es ist aber möglich, daß diese Schichten unter dem Weide- und Waldgebiet über dem Maestrichtien von Profil 1 (vgl. p. 95) noch vorhanden sind.

Die oben beschriebenen Aufschlüsse von der Typlokalität der Leimernschichten vermitteln ein recht gutes Bild vom Verhältnis derselben zu dem sie beherbergenden Flysch. Der letztere bildet über der Aufschiebungsfläche auf das Helvetikum eine leicht bis stark verfaltete Serie von meist sandigen Mergeln mit Sandsteinbänken (Priabonien). Gegen das große Leimernpaket zu führen die Sandsteinbänke Komponenten aus den Leimernschichten. Unmittelbar in der Nähe des Paketes treten an einigen Stellen Linsen auf, die beinahe nur aus Leimerntrümmern bestehen. Die Leimernserie reicht vom Turonien bis ins Maestrichtien, eventuell bis ins Paleozän. Über ihr enthält der Flysch weitere kleine Pakete von Leimernschichten.

Diese Verhältnisse sprechen dafür, daß es sich bei diesen Leimernschichten nicht um einen tektonisch eingespießten Komplex, sondern um stratigraphisch eingelagerte Pakete handelt. Die Entstehung denken wir uns so, wie sie Soder (1949, p. 83–83) für die Leimern-Vorkommen der östlichen Habkern-Mulde schildert. Die Leimernschichten bildeten eine Küste, von der große und kleine Stücke abbrachen und in das Sedimentationsbecken des Habkernflysches einrutschten. Die Natur und Beschaffenheit der Küste besprechen wir weiter unten, in den Schlußbetrachtungen über den Habkernflysch (vgl. p. 124ff.).

Zu der Flyschserie mit Leimernpaketen wie diejenige der Lokalität Leimern gehören auch die Vorkommen am Guggenhürli-Stand. Die Aufschlüsse am Guggenhürli-Stand und im unmittelbar SE anschließenden Gebiet zeigen Obereozän-Flysch wie an der gegenüberliegenden Leimern. Einschlüsse von Leimernkalk mit Globotruncanen konnten wir nur zwei feststellen. Der eine, rund 35 m mächtige, befindet sich bei Stand, der andere, wesentlich kleinere, liegt im südlichen Wang-Wald.

Quellgebiet der großen Emme

In diesem NE Abschnitt liegt der Flysch mit Leimernpaketen der Basalen Flysch-Schuppe auf. Wie bereits erwähnt wurde, stößt man bei der Abgrenzung der beiden Serien gegeneinander in unserm Untersuchungsgebiet auf Schwierigkeiten, da keine

eindeutige tektonische Abtrennung wie im östlichen Teil der Habkern-Mulde möglich ist (Soder, 1949, p. 57ff.). Das einzige durchgehend aufgeschlossene Profil, das von der einen in die andere dieser Flyschserien führt, befindet sich im Tiefengraben. Diese Schichtfolge wurde bei der Basalen Flysch-Schuppe Seite 85 (vgl. auch Abb. 9) geschildert. Die hier auftretenden Leimernpakete mit Globotruncanen erreichen zum Teil beträchtliche Ausmaße. Das Bächlein, welches von Hinterringg dem Tiefengraben zufließt, hat einen Aufschluß geschaffen, der sich in der Streichrichtung eines solchen Paketes über einen Kilometer erstreckt.

Die grobkörnigen Sandsteinbänke des Seite 85 beschriebenen Profils weisen wie an der Typlokalität Leimern eine Obereozänfauna auf: Lithothamnien, Milioliden, Nummuliten, *Heterostegina helvetica* Kaufm., Bruchstücke von *Alveolina*, *Gyroidina*, *Chapmanina*, *Globigerina*, *Gypsina*, Discocyclinen, Asterocyclinen und Bryozoen.

Gegen Süden läßt sich die Serie bis in die Emme verfolgen und stößt vermutlich direkt an die Stirn der Drusberg-Decke.

Die Fortsetzung gegen Osten bis zum Mürrenbach, wo die Serie bereits von Soder (1949, p. 89) beschrieben wurde, ist schlecht aufgeschlossen. Einzig im Bett der Emme und ihrer rechtsufrigen Zuflüsse sind einigermaßen klare Aufschlüsse vorhanden.

Die Emme hat an ihrer Quelle, am N-Fuß des Augstmatthorns einen großen Erosionskessel geschaffen. An dessen Südrand stoßen die Flyschmergel und -sandsteinbänke mit einer Diskordanz von 45° im Fallen an die Globigerinenmergel der Stirnregion der Drusberg-Decke (vgl. Tafel II, Profil 4 und 5).

Am nördlichen Hang dieses Kessels folgen über Mergeln und Sandsteinen, die wir zum Flysch mit Leimernpaketen rechnen, einzelne Pakete von Leimernschichten in Kontakt mit Wildflysch. Ob sie bereits der Wildflysch-Serie angehören, kann nicht entschieden werden.

Von diesem Kessel bis zur Einmündung des Tiefengrabens zeigen die Anrisse Flysch mit nur wenigen Linsen von Leimernschichten. Von der Tiefengrabenmündung bis K. 1180 durchfließt die Emme die Fortsetzung der Zone, die sich im Tiefengraben (vgl. oben) durch die großen Leimernpakete auszeichnet. Die Aufschlüsse, in denen Flysch zu sehen ist, treten gegenüber denjenigen mit teilweise fleckigen Leimernmergeln und -kalken zurück.

Unterhalb K. 1180 biegt der Fluß nordwärts ab und durchschneidet Flyschpartien, welche wieder weniger Leimernpakete enthalten. Von K. 1130 an, wenig oberhalb der Leimbachmündung, treten helle, glimmerführende Mergel mit feinkörnigen Sandsteinbänken auf. Wir zählen diese Sedimente mit denjenigen im Leimbach (vgl. p. 81ff.) zur Basalen Flysch-Schuppe.

Die Grenze zwischen den beiden Flyschserien ließ sich nicht lokalisieren, da der Flysch oft über längere Strecken von Alluvionen überdeckt wird.

Die rechtsseitigen Zuflüsse der Emme, welche die Riedernalp entwässern, führen durch dieselben Flyschhorizonte wie die Emme in ihrem Oberlauf von der Quelle bis zum Harzersboden. Sie fließen mehr oder weniger parallel zueinander in viel stumpferem Winkel zum Streichen der Habkern-Mulde als die Emme. Da die teilweise gut aufgeschlossenen Bachprofile im Prinzip dasselbe zeigen, können wir uns mit der Beschreibung eines einzigen begnügen.

Der Graben nördlich P. 1220, der auf K. 1155 in die Emme mündet, bietet folgendes Profil (vgl. Abb. 16):

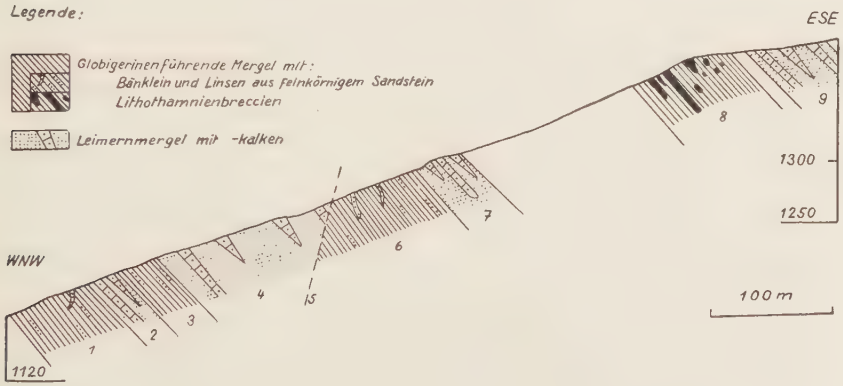


Abb. 16. Profil in Emme-Zufluß von der Riedernalp. Maßstab 1:6000.

1. Verfaltete Mergel und feinkörnige Sandsteinbänke. Am obern Ende des Anrisses am linken Ufer beginnt eine Bank mit grobkörniger Basis. Diese enthält Leimern- und Kristallinkomponenten, ähnlich der Brekzie in der Basalen Flysch-Schuppe im Leimbach (vgl. p. 82). An Foraminiferen konnten im Gesteinsschliff festgestellt werden: Nummuliten, *Globigerina*, Discocyclinen, Asterocyclinen.
2. Leimernmergel und -kalke.
3. Mergel und Sandsteinbänke wie bei 1.
4. Stark fleckige Leimernmergel und -kalke.
5. In spitzem Winkel zum Bach verlaufender Bruch.

6. Wie 1 und 3.
7. Dieser Abschnitt beginnt mit einem gegen 10 m hohen Wasserfall. Am Fuß desselben steckt ein Paket mit stark zerkneteten, gefleckten Leimernmergeln mit kalkigen Linsen. Darüber liegen dunkle, sandige Lagen mit großen Glaukonitkörnern. In dieser 2,5 m mächtigen Partie treten besonders im obern Teil Trümmer von Leimernschichten auf. Eckige bis kantengerundete, globotruncanenführende Leimernbrocken liegen im sandigen Bindemittel eingebettet. Es handelt sich hierbei um ähnliche Vorkommen wie bei den Seite 92 beschriebenen Linsen mit Leimerntrümmern von der Typlokalität Leimern. Hier im Emmezufluß sind die Komponenten aber wesentlich größer als diejenigen bei Leimern.
   Über der sandig-glaukonitischen Partie bilden Leimernkalke den größten Teil des Wasserfalls.
8. Mergel, die den helvetischen Globigerinenmergeln sehr ähnlich sehen mit Bänken und Linsen von Lithothamnienbrekzien. In den Mergeln treten besonders foraminiferenreiche, harte kalkige Knollen auf. Die Fauna dieser Knollen und der Lithothamnienbrekzien zeigt folgende Formen:
   Lithothamnien
   Robulus
   Nummuliten
   Operculina
   Heterostegina helvetica Kaufm.
   Carpenteria
   Pellatispira madaraszi (von Hantken) (Abb. 4)
   Fabiania cubensis, Cushm. und Berm.
   Discocyclinen
   Actinocyclinen
   Asterocyclinen
   Bryozoen
   Echinodermenstacheln.
9. Leimernmergel und -kalke.

Der Aufschiebungskontakt zwischen dieser Flyschserie und der Stirnregion der Drusberg-Decke liegt unter Gehängeschutt begraben.

Gegen Westen wird der NE-Abschnitt des Flysches mit Leimernpaketen verdeckt von überlagerndem Wildflysch. Einzig bei der Bodmisegg, am NW-Fuß des Augstmatthorns, tritt nochmals Flysch auf, der lithologisch Ähnlichkeiten mit demjenigen an der Alp Leimern hat. Trotzdem keine Einschlüsse von Leimernschichten festgestellt werden konnten, möchten wir diese Mergel und Sandsteine als Fortsetzung des Flysches mit Leimernpaketen der Emmenquelle betrachten, da sie genau in dessen Streichen liegen und diskordant an die Globigerinenmergel mit Wängenkalken der Drusberg-Decke anstoßen.

Auf das auffällig rasche Verschwinden gegen Westen dieses NE-Abschnittes des Flysches mit Leimernpaketen wird im tektonischen Teil (p. 120) näher einzutreten sein.

Zusammenfassung

Die Mergel, Sandsteine und polygenen Brekzien des Flysches mit Leimernpaketen zeigen große Ähnlichkeit mit denjenigen der Basalen Flysch-Schuppe. Der Hauptunterschied zwischen diesen beiden Flyschserien besteht im Auftreten der großen Pakete von Leimernschichten in der erstgenannten Gruppe.

Die Foraminiferenfaunen der Brekzien und Sandsteine weisen auf obereozänes Alter.

Das große Leimernpaket (Mergel und Kalke) an der Typlokalität Leimern weist eine Schichtfolge vom Turonien bis ins Campanien-Maestrichtien auf. Kleinere Leimernbrocken enthalten Faunen, die auf Danien-Paleozän deuten.

Diese Leimernpakete im obereozänen Flysch haben wir Seite 99 als eingerutschte Massen erklärt.

3. *Wildflysch*

Zum Wildflysch rechnen wir nur jene Partien der Habkern-Mulde, die der Definition entsprechen, die KAUFMANN (1886, p. 553) ursprünglich dieser Bezeichnung gab:

„Dunkelgraue bis schwarze, weiche, glänzende Schiefer, oft krummschalig und voll gestreifter Reibungsspiegel, wechseln mit Sandstein (gewöhnlich Macigno), zuweilen auch mit Konglomerat. Nicht selten sind Stadschiefer, Fukoidenschiefer und leimernartige Schiefer eingelagert, auch grünsandige Nummulitenkalke, Granitbreccien usw. Die Schichten sind häufig und in merkwürdigster Weise gefaltet, geknickt und zerrissen, die Sandsteine quergespalten, die Stücke auseinandergezerrt, gerieben und mehr oder weniger vom Schiefer umwickelt."

Der Unterschied zu den beiden vorangehend besprochenen Gruppen des Habkernflysches besteht also darin, daß die Wildflyschmergel stets von dunkler Farbe und sehr gequält sind und daß sie sehr verschiedenartige Einschlüsse enthalten. Diese letzteren werden seit langem als „exotische Blöcke" bezeichnet. Besonderes Interesse erweckten seit ESCHERS und STUDERS Zeiten die granitischen Einlagerungen, die als Habkerngranit bekannt sind.

Von allen Sedimenten der Habkern-Mulde zog nun eben dieser Wildflysch mit exotischen Blöcken immer wieder die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich, und dementsprechend finden wir in der Literatur eine große Zahl von Detailbeschreibungen. Die genauesten und zuverlässigsten Angaben gibt KAUFMANN (1886), der die oben gegebene Definition von Wildflysch an Hand seiner Untersuchungen im Habkerntal aufstellte.

Ein gutes Bild der verworrenen Lagerung des Wildflyschs vermittelt die von Beck (1911) veröffentlichte Photographie eines Anrisses im untern Lombach.

Der rasche Wechsel im Aufbau des Wildflyschs zusammen mit der starken tektonischen Beanspruchung bedingen eine relativ geringe Standfestigkeit des Gesteins. Es treten deshalb häufig Rutschungen auf, welche die Bildung ausgedehnter Schuttbedeckung zur Folge haben. Relativ gute Aufschlüsse, die einen Einblick in den Aufbau dieser Serie gestatten, finden sich an der Straße Interlaken–Habkern, im Bette des Lombachs, sowie den Zuflüssen zum Lombach und der Emme. Bei der Beschreibung dieser Aufschlüsse schildern wir zuerst diejenigen dem Lombach entlang aufwärts und anschließend die NW desselben gelegenen in der Reihenfolge von SW gegen NE.

Straße Interlaken–Habkern. Etwa halbwegs zwischen Unterseen und Habkern läßt sich an der Straße der Kontakt von Wildflysch mit den Globigerinenmergeln der Randkette beobachten. An der Kurve 300 m SW P. 821 ist schuppig verwitternder Wildflysch mit dünnen Bänken und Linsen von sehr feinkörnigem Sandstein auf die Globigerinenmergel überschoben. Etwa 1 m über dem Straßenbord enthält der Wildflysch einen eingelagerten „exotischen Block". Dieser ist schon vor hundert Jahren vom englischen Geologen Murchison (1948, p. 211) als konglomeratischer Block mit granitischen Geröllen beschrieben worden. In der Folge wurde er in der Literatur verschiedentlich abgebildet (Bailey, 1935; Heim, A., 1921; Schmidt, 1906/07), wobei er stets als „exotischer Granitblock" bezeichnet wurde. In Wirklichkeit handelt es sich aber doch um einen Konglomeratblock aus Kristallin- und Sedimentgeröllen, wie ihn auch Trechmann (1948a, b) beschreibt. Der Wildflyschaufschluß, der den erwähnten Block (siehe Abb. 17) enthält, zeigt im obern Teil eine zerrissene Sandsteinbank (1 in Abb. 17), die in eine polygene Brekzie mit Foraminiferen (5) übergeht. In der Fortsetzung der Sandsteinbank steckt 1,3 m über dem Straßenbord der konglomeratische Block, dessen Höhe (größter Durchmesser) rund 1 m beträgt. Die einzelnen Komponenten, Granite, Ölquarzite, Sandsteine und Kalke, sind sehr fest zusammengekittet. Es ist anzunehmen, daß dieser Konglomeratblock als schon feste Masse in den Bereich der noch unverfestigten Brekzie eingerutscht ist (vgl. auch p. 113).

Zwischen P. 821 und der großen S-Kurve der Habkernstraße – übrigens der durch Erdschlipfe meist bedrohte Teil der Poststraße Unterseen Habkern — enthalten die Aufschlüsse am

Straßenrand und in den kleinen Lombachzuflüssen neben reichlich Sandsteinlinsen auch Einschlüsse von Leimernkalk, Ölquarzit und polygenen Brekzien. Die letzteren weisen im Bindemittel zum Teil Foraminiferenfaunen auf. Einige Gesteinsschliffe aus diesen Brekzien lieferten folgende Fossilien: Lithothamnien, Nummuliten, *Heterostegina*, *Globigerina*, Discocyclinen und Bryozoen. Die Komponenten bestehen vorwiegend aus kristallinem Material. Vereinzelt sind Oberkreidesedimente mit Globotruncanen und *Orbitoides* festzustellen.

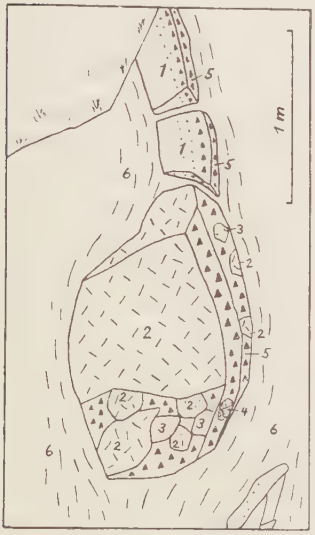


Abb. 17. „Exotischer Block" an der Straße Interlaken–Habkern, 300 m SW P. 821.

1 Feinkörnige Sandsteinbank.
2 Hellgrauer Biotit-Granit.
3 Feinkörniger Sandstein.
4 Ölquarzit.
5 Feinkörnige polygene Brekzie mit Kristallinkomponenten. Das Bindemittel enthält Bruchstücke von Lithothamnium, Nummuliten, Discocyclinen und Bryozoen.
6 Wildflyschmergel.

Bächlein westlich Luegiboden. Das Bächlein, das bei P. 1100 auf dem Luegiboden entspringt, fließt unmittelbar ob der Habkernstraße durch Wildflyschmergel, in denen Linsen von hellem und dunklem fleckigem Leimernkalk (teilweise mit Globotruncanen der *Lapparenti*gruppe) stecken. Etwas seltener treten auf: Linsen von feinkörnigem Sandstein, Ölquarzit und granitischen Brekzien. Der feinkörnige Sandstein bildet auch dünne Bänke, die aber stark zerrissen sind. Rund 20 m über der Straße wiegen die Sandstein-Einschlüsse vor. Sie sind auch viel größer (bis mehrere m^3) als weiter unten im Bächlein. Über dieser Partie mit der etwa 2 m mächtigen tektonisch zerrissenen Sandsteinbank folgt ein Konglomerat mit polygenen Komponenten wie in demjenigen des im nächsten Abschnitt beschriebenen Profils. Der wesentliche Unterschied zu jenem besteht darin, daß hier viel größere Gerölle auftreten, ähnlich dem Konglomeratblock

an der Habkernstraße 300 m SW P. 821. Es sind vor allem die kristallinen Bestandteile, die teilweise mehr als kopfgroß sind.

Beim Schlagen eines Handstückes mit mittelgroßen Komponenten (3–5 cm Durchmesser) fanden wir schöne Pyritkristalle[1]). Sie zeigen Kombinationen von Würfel (bis 16 mm Kantenlänge), Oktaeder und Pentagondodekaeder. Die Flächen sind uneben, parkettiert. Über dem Konglomerat fließt das Bächlein durch Schutt und Moräne.

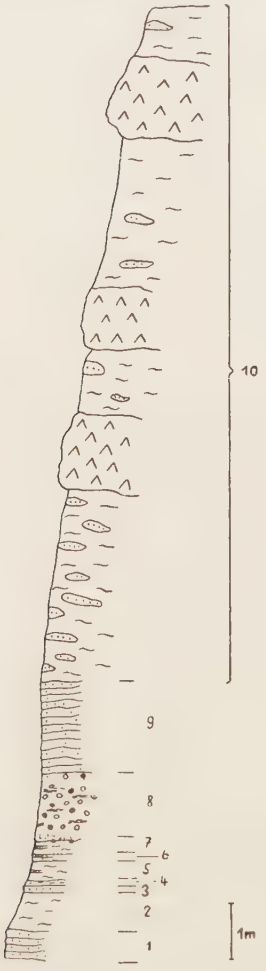


Abb. 18. Wildflyschprofil im Lombach, K. 930. (Die Nummern 1–10 verweisen auf das Profil im Text.)

Am Fuß des großen Schuttkegels, der sich von der Roten Fluh gegen den Luegiboden erstreckt, liegt ein riesiger Habkern-granitblock. Dieser mehrere tausend Kubikmeter messende Block ragt aus den die Luegiboden-Terrasse bildenden Stauschottern hervor. Er wurde schon von Murchison und Studer erwähnt. Er entstammt sicher der an solchen Blöcken reichen Wildflyschzone des Lombachtales. Ob er aber vom Lombach-Oberlauf glazial zum Luegiboden hinunter verfrachtet wurde, oder ob er an Ort und Stelle aus dem Wildflysch herausgewittert ist, läßt sich nicht entscheiden.

Lombach oberhalb der Brücke K. 923. Am linken Ufer, etwa 20 m oberhalb der ersten Verbauung ob der Brücke, liegt wenig über dem Bachbett ein ähnliches Konglomerat aufgeschlossen, wie im oben erwähnten Bächlein.

Über demselben folgen stark zerknetete, dunkle Mergel mit Linsen von sehr feinkörnigem Sandstein. Am obern Rand des Aufschlusses sticht ein Gipspaket hervor. Es besteht aus weißem bis grauem, feingeschichtetem, zuckerkörnigem Gips. Er zeigt

[1]) Den Entscheid, ob Pyrit oder Markasit, verdanken wir der Bestimmung durch Herrn Dr. O. Grütter vom Mineralogisch-petrographischen Institut Basel.

eine intensive Kleinfältelung. Es läßt sich aber nicht entscheiden, ob dieselbe durch die Volumvergrößerung bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips durch Wasseraufnahme oder tektonisch bedingt ist.

Rund 50 m weiter bachaufwärts ist in einer Runse zwischen dem Lombach und dem Weglein von der Lombachbrücke (K. 923) nach Schwendi ein Profil durch 17 m Wildflysch aufgeschlossen (vgl. Abb. 18):

1. Dunkelgraue, leicht verfaltete Siltbänke.
2. Dunkelgraue, fast schwarze, sandige Mergel, die ziemlich stark zerknetet sind.
3. Feinkörnige Sandsteinbank.
4. Heller, sandiger, Mergel der gegen oben dunkler wird und übergeht in
5. Dunkle, sandige Mergel. Sie enthalten ein dünnes Sandsteinbänklein.
6. Feinkörnige Sandsteinbänke.
7. Mergel wie 4, mit dünner Sandsteinbank wie 6.
8. Konglomerat. An der Basis beginnt dieses mit Komponenten von durchschnittlich 1 cm Durchmesser. Wenige, fast faustgroße Komponenten sind in die liegenden Wildflyschmergel hineingedrückt. Die untersten 10–15 cm des Konglomerates zeigen wie die obersten 10 bis 60 cm Schichtung. Im Mittelteil erreichen die mittleren Gerölle beinahe Faustgröße. Dazwischen hat es kleine Linsen und Schlieren von schwarzem Mergel. Gegen seine Obergrenze zu geht das Konglomerat in einen groben Sandstein (Körner 1–2 mm Durchmesser) mit vereinzelten faustgroßen Geröllen über.

   Als Komponenten konnten wir im Konglomerat feststellen:

hellgrauer, dichter, steriler Kalk,	Ölquarzit,
dunkelgrauer, spätiger Kalk,	weißer Quarzit,
braungelb anwitternder Dolomit,	heller Biotitgranit,
feinkörniger, dunkelgrauer Sandstein,	grüne kristalline Schiefer.

   Die Ausbildung und Lagerung dieses Konglomerates im obigen Wildflyschprofil läßt annehmen, daß wir hier nicht einen eingerutschten, größeren Komplex vor uns haben. Besonders die eingeschalteten Mergelpartien weisen darauf hin, daß es sich hier um in einer Linse im Wildflysch zusammengeschwemmte Gerölle handelt. Die Verfestigung zum Konglomerat erfolgte gleichzeitig mit derjenigen der Wildflyschmergel.
9. Gut gebankter, feinkörniger Sandstein.
10. Schwarze Wildflyschmergel mit anfänglich ziemlich vielen feinkörnigen Sandsteinlinsen; in diesem Abschnitt treten drei über 1 m mächtige Gipsschollen auf.

Ein weiteres Gipsvorkommen befindet sich an der Nase gegenüber der Traubachmündung.

Für die erwähnten Gipsvorkommen im Wildflysch gibt es prinzipiell zwei Erklärungsmöglichkeiten:

1. Der Gips könnte eozänes Alter haben und syngenetisch mit dem Wildflysch sein,

2. könnte es sich um eingerutschte Pakete von Triashandeln[1]).

Die erste der erwähnten Möglichkeiten scheint uns nicht zutreffend zu sein, da die Sedimentationsbedingungen dieses Wildflysches die Fällung von Gips als wenig wahrscheinlich erscheinen lassen. Wir neigen eher zur Ansicht, diese Gipsvorkommen seien eingerutschte Pakete. Hierfür spricht auch das Auftreten desselben in kleinen Schollen. Es ist jedoch auffallend, daß keine der Gesteine wie Dolomit, bunte oder graue Mergel und Rauchwacken, die gewöhnlich mit Triasgips zusammen auftreten, hier gefunden wurden. Bis jetzt konnten entsprechende Dolomite nur als Komponenten in den Konglomeraten, nirgends aber als Schollen festgestellt werden.

Lombach K. 1030. Rund 80 m oberhalb der Einmündung des Bächleins von Schwendi hat sich unter einer kleinen Steilstufe aus fleckigen Leimernmergeln und -kalken ein Weiherchen gebildet. Über diesem stehen am linken Ufer dunkle Wildflyschmergel an, die eine große Zahl kleiner (bis 2,5 cm Durchmesser), meist runder Barytkugeln enthalten. Die Kugeln zeigen folgenden Bau: 1. Eine äußere Rindenschicht aus radial zur Kugeloberfläche angeordneten Prismen; 2. eine feinkörnige, dunkelgraue Hauptmasse und 3. einen sternförmigen, kristallisierten Kern. Eine detaillierte Beschreibung solcher Kugeln findet sich in Hugi (1900, p. 31–33).

Weiter oben am Lombach liegen noch mehr solcher Vorkommen: Im großen Wildflysch-Anriß am linken Ufer, 60 m oberhalb der erwähnten Steilstufe, ist an den gefalteten Sandsteinbänken und Leimernmergeln, die im Wildflysch eingelagert sind, eine kleine Synklinale zu erkennen. Die dunkelgrauen Wildflyschmergel führen auch hier Barytkugeln. Diese erreichen durchschnittlich einen Durchmesser von 7 cm. Derjenige der größten gefundenen Kugel beträgt 14 cm.

Etwas weiter bachaufwärts stehen am rechten Ufer nochmals Wildflyschmergel mit kleinen Barytkugeln an.

Ein weiteres Barytvorkommen stellten wir im Wildflysch am Ringgbuppi, unmittelbar über den Seite 101 erwähnten Leimernpaketen fest. Schließlich treten solche Kugeln in unserm Untersuchungsgebiet noch an der Emme (K. 1260) auf, im Gebiet der Riedernalp. Von hier dürften die Kugeln stammen, welche Baltzer (1897) beschrieb. Hugi hat zwei derselben in seiner Arbeit (1900, Tafel VI) abgebildet.

[1]) Beck (1911, p. 46) betrachtet ihn als Trias der Klippengesteine.

Alle diese Kugeln waren den betreffenden Autoren nur aus dem Schutt bekannt. Anstehend in den schwarzen Mergeln des Wildflyschs wurden solche inzwischen östlich unseres Untersuchungsgebietes von VONDERSCHMITT (1923) und SODER (1949) festgestellt.

Die von uns gefundenen Barytkugeln stimmen größtenteils mit den von HUGI beschriebenen überein. Einige weichen von der Kugelform mehr oder weniger ab, indem sie in die Länge gezogen sind. Der sternförmige Kern paßt sich dann dieser äußeren Form an. Andere Kugeln enthalten in diesem kristallisierten Kern oder auch in der feinkörnigen Hauptmasse Pyrit- (Markasit-?) Konkretionen verschiedener Größe. Es gibt aber auch Kugeln, bei denen der kristallisierte Kern überhaupt fehlt.

Über die Entstehung dieser Barytkugeln, besonders über die Herkunft des Bariums, herrscht noch Ungewißheit. Das auf die Wildflyschzone (in der auch reichlich Habkerngranite und Gipsschollen auftreten) beschränkte Vorkommen des Baryts läßt vermuten, daß zwischen den verschiedenen Elementen des Wildflyschs ein Zusammenhang bestehen könnte.

Die Bestimmung des Ba-Gehaltes[1]) von drei Habkerngranitproben ergab erstaunlich hohe Prozentsätze. Aus zwei Granithandstücken wurden Alkalifeldspäte herauspräpariert. Die Analyse ergab 0,58 und 0,71 Gewichtsprozent BaO. Die dritte Bestimmung zeigte für den gesamten Granit einen Gehalt von 0,63 % BaO.

Leider läßt sich kein Vergleich mit andern Graniten aus den Alpen ziehen, da bei den publizierten Analysen der Ba-Gehalt meist überhaupt nicht bestimmt wurde. Einige Angaben aus der Literatur (NOLL, 1934; WASHINGTON, 1903), besonders über Granite aus Amerika zeigen, daß wir es beim Habkerngranit mit einem überdurchschnittlichen Gehalt an BaO zu tun haben. Das letztere läßt vermuten, daß bei der Verwitterung der Granitküste, von der die Blöcke im Wildflysch stammen (vgl. p. 128), größere Mengen Ba frei wurden. Mit dem vorhandenen Gips konnte sich das schwerlösliche $BaSO_4$ bilden. Die Konzentration desselben in den kleinen und großen Kugeln dürfte sich im Verlaufe der Diagenese vollzogen haben.

Mündung des Bächleins von Tschiemen. Am linken Ufer des Lombaches stehen die Globigerinenmergel der Stirn der Drusberg-Decke an. Im darübergeschobenen Wildflysch

[1]) Herr Prof. Dr. M. REINHARD hat in verdankenswerter Weise die Durchführung dieser Bestimmungen am Mineralogisch-Petrographischen Institut in Basel erlaubt. Sie wurden von Herrn cand. phil. Hans SCHWANDER ausgeführt.

liegt eine 55 cm mächtige, mittelkörnige Sandsteinbank. Sie enthält eine Foraminiferenfauna mit Milioliden, Rotaliden, *Halkyardia minima* Liebus und Discocyclinen.

Habbach. Im Lombach bei der Habbachmündung und in den untersten 15 m des letzteren bilden graue bis leicht grünliche Mergel mit kleinen und großen Linsen von sehr feinkörnigem, glimmerreichem Sandstein die Ufer der beiden Bäche. Im Habbach aufwärts werden die Mergel dunkler. Zu den Linsen aus Sandstein treten noch polygene Brekzien, wie in den Aufschlüssen an der Habkernstraße. Rund 50 m oberhalb der Mündung fanden wir einen beinahe kopfgroßen, kugeligen Einschluß von Lithothamnienbrekzie. Beim Zerschlagen zeigte sich in dessen Innerm ein gut gerundetes Granitgeröll mit einem größten Durchmesser von 6 cm. Der Granit besteht aus milchigweißem Feldspat, farblosem Quarz und grünlichem Biotit. Die Lithothamnienbrekzie enthält Bruchstücke von Lithothamnien, Nummuliten, Operculinen, Rotaliden, *Gypsina*, Discocyclinen und Bryozoen.

Die übrigen Aufschlüsse bis zur Kreuzung mit der Straße Habkern–Bort zeigen in den Wildflyschmergeln vor allem feinkörnige Sandsteinbänke und -linsen. Die Brekzien-Einschlüsse sind in diesen Schichten selten.

Von hier bachaufwärts bis zur K. 1300 treten in den dunkeln Wildflyschmergeln nur Sandsteineinlagerungen auf.

Traubachquertal. Von seiner Mündung in den Lombach bis K. 1000, wo Schlierenflysch eingefaltet ist, durchfließt der Traubach eine ähnliche Wildflyschserie wie der Habbach in seinem Unterlauf. Die dunklen Mergel, die zahlreiche Rutschspiegel aufweisen, enthalten große und kleine Linsen und Bänke von feinkörnigem Sandstein. Die letzteren sind meist verfaltet und erstrecken sich nur über wenige Meter. An den Enden spitzen sie aus. Daneben treten weniger häufig Linsen von Ölquarzit und polygenen Brekzien auf. Als weitere Einschlüsse sind zu nennen: Pakete von Leimernmergeln mit Leimernkalken, bis mehrere m^3 messend. Oberhalb des Schlierenflysches ab K. 1035 bis zur Basalen Flysch-Schuppe ist nochmals Wildflyschmergel mit Sandsteinen und polygenen Brekzien aufgeschlossen.

Auf K. 1040 ist der Aufschiebungskontakt des Wildflyschs auf die Basale Schuppe aufgeschlossen. Der Traubachabschnitt von dieser Stelle bis zu einem weiter bachaufwärts gelegenen Konglomerat ist in Abbildung 19 dargestellt. Der Wildflysch grenzt mit einer Aufschiebungsfläche, die mit 25° gegen SE einfällt, an die Mergel der Basalen Schuppe. Die letztern enthalten neben dünnen Sandsteinbänken auch einen Lithothamnienkalk-

block (Li in Abb. 19), der von BECK in Abbildung 27 seiner Arbeit (1911) abgebildet wurde. Der Block steckt in den Mergeln der Basalen Schuppe, welche hier das Bachbett bilden Rund zwei Meter über dem Lithothamnienkalk ragt aus der Vegetation ein Konglomerat (K) hervor. Die gut gerundeten, bis mehr als kopfgroßen Gerölle bestehen in erster Linie aus Granit. Daneben sind auch Quarzite und Ölquarzite vorhanden. Die Blöcke sind nur lose zusammengekittet.

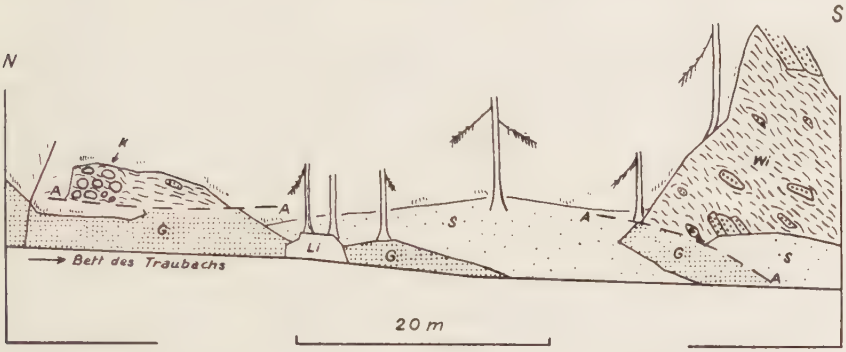


Abb. 19. Grenze Basale Flysch-Schuppe–Wildflysch im Traubach-Quertal. Maßstab ca. 1:500.

S Schutt und Vegetation	A Aufschiebungsfläche
K Konglomerat	G Globigerinenmergel der Basalen Flysch-Schuppe
Wi Wildflysch	Li Lithothamnienkalk

Bei diesem Konglomerat handelt es sich vielleicht um dasjenige, das STUDER (1825, p. 168) beschrieben hat. Es wurde inzwischen in der Literatur nicht wieder erwähnt.

Das Konglomerat gehört zweifellos zum Wildflysch. Wir nehmen deshalb an, daß die bei A ziemlich steil verlaufende Aufschiebungsfläche des Wildflysches auf die Basale Schuppe bachaufwärts etwas flacher verläuft, wie es die gestrichelte Linie in Abbildung 18 andeutet.

Lammbach. Zwischen K. 1280 und K. 1410 liegt das Bachbett in Leimernschichten, die auf Flysch der Basalen Schuppe aufliegen. Diese sind als zum Wildflysch gehörend zu betrachten, da sie auf K. 1320 beidseits des Baches von einem polygenen Konglomerat überlagert werden. Das Konglomerat zeigt große Ähnlichkeit zu dem in Abbildung 18 aus dem Traubach dargestellten. Hier erreichen die Gerölle aber nur Faustgröße. Von K. 1420 bis wenig unterhalb des ersten Schlierenflyschauf-

schlusses enthalten die dunklen Wildflyschmergel Sandsteinlinsen sowie glaukonit- und pyritreiche brekziöse Einschlüsse, die reichlich Nummuliten und Discocyclinen führen, aber keine Kristallinkomponenten aufweisen.

Ähnliche Wildflyschaufschlüsse finden wir rings um die Schlierenflyschvorkommen verteilt (vgl. Tabelle I), so NW von P. 1605 (Westabhang von Bohlberg und Höchst), Bohlbach (südlich vom Bohlberg) und im Gebiet Wintrösch Alp Lombach. Der Kontakt zum überschobenen Schlierenflysch ist aber nirgends aufgeschlossen.

Wildflysch NW P. 1605 (Westabhang von Bohlberg und Höchst). Das hier aufgeschlossene Profil wurde bereits auf Seite 87 behandelt (vgl. auch Abb. 11, p. 88) und festgestellt, daß die Schichten im obersten Teil dieses Grabens schon als Wildflysch bezeichnet werden müssen. In diesem Abschnitt sind Brekzienblöcke wie im Lammbach enthalten, jedoch hier noch mit Kristallinkomponenten. Auf K. 1550 steckt in den beinahe schwarzen Mergeln ein gut gerundeter, grünlicher Granitblock. Der Durchmesser des sichtbaren Teiles desselben beträgt 1,1 m.

Bohlbach K. 1160–1340. Im untern Teil dieses Bachabschnittes bilden Leimernschichten am linken Ufer einen großen Anriß. Im weitern Verlauf des Baches ist typischer Wildflysch mit zerrissenen und verfalteten Sandsteinbänken, Ölquarziten und Leimernlinsen aufgeschlossen. Auf K. 1260 steckt am linken Ufer eine etwa 1 m³ messende Gipsscholle.

Wintröschsüdhang–Alp Lombach. In diesem Gebiet weist der Wildflysch besonders große Leimernpakete auf. Das größte bildet die Nase, welche von Wintrösch gegen Mad hinunter zieht (vgl. Tafel I und II, Profil 3).

Im obersten Teil des Lombachtales, gegen die Wasserscheide zur Emme, liegen zahllose, schon stark angewitterte kleine und mittlere Habkerngranitblöcke. Der sie beherbergende weiche Mergel fiel der Verwitterung sehr leicht zum Opfer, weshalb wir heute keine Aufschlüsse in diesem an „Exoten" so reichen Gebiet antreffen. Aus diesem Wildflysch der Alp Lombach stammt der größte Teil der Habkerngranitblöcke, welche heute in den Moränen des ganzen Tales zerstreut umherliegen.

Tiefengraben K. 1300. In Tiefengraben, etwa 80 m oberhalb seiner Mündung in die Emme, ragen am linken Ufer zwei sehr große Habkerngranitblöcke aus den Alluvionen hervor. Der eine ist quaderförmig. Sein sichtbarer Teil mißt etwa 400 m³, der andere hat Pyramidenform und besitzt ein Volumen von rund 300 m³. Der kleinere besteht aus grauem, mittelkörnigem,

sehr biotitreichem Granit. Dem größern verleiht der rote Feldspat eine leicht rötliche Farbe. Sein Biotitgehalt ist wesentlich geringer als beim ersteren.

Im Frühjahr 1949 legte ein Erdschlipf gegenüber den beiden Blöcken am rechten Ufer des Baches ein polygenes Konglomerat frei, das sehr stark an dasjenige im Bärselbach erinnert, welches Soder (1949, p. 79–81) beschrieben hat. Auch wäre es möglich, daß Konglomerat und Granitblöcke zusammengehören wie im Bärselbach.

Dieses Vorkommen liegt isoliert zwischen dem Flysch mit Leimernpaketen des Tiefengrabens und denjenigen der obern Emme. Wir vermuten, daß es sich hierbei um eine kleine Wildflyschmulde handelt, die als östliche Fortsetzung des Wildflysches der Alp Lombach zu denken wäre.

Zusammenfassung und Diskussion über die Sedimentation des Wildflyschs

Die Mergel des Wildflyschs sind stets dunkler und durch tektonische Beanspruchung viel gequälter als diejenigen des übrigen Habkernflysches. Sie enthalten verschiedene Einlagerungen: Granite, polygene Konglomerate und Brekzien, Barytkugeln, Gips, Leimernschichten und Sandsteine. Während die Barytkugeln und Sandsteinbänke im Wildflysch entstanden sind, erklären wir die Leimernschichten und Granite als submarine Rutschpakete wie die Leimernschichten in der vorangehend besprochenen Flyschserie.

Die Konglomerate können auf zwei Arten entstanden sein:

Für diejenigen, in denen die einzelnen Komponenten sehr fest miteinander verkittet sind, zum Beispiel der schon von Murchison beschriebene Block an der Habkernstraße, nehmen wir an, daß sie in der Nähe einer Küste gebildet wurden und als feste Massen in das Sedimentationsbecken des Wildflysches einrutschten. Bei diesem Vorgang konnten sich einige Glieder von der Masse lostrennen und dann als einzelne Gerölle zerstreut in den Mergeln liegen. Zu dieser Ansicht gelangt Soder (1949, p. 83ff.) an Hand seiner Beobachtungen im Bärselbach, wo ein großer Habkerngranitblock mit einem Küstenkonglomerat auftritt.

Ein schönes derartiges Beispiel schildert Cadisch (1941, p. 30) für den unterostalpinen Kreideablagerungsraum. Dort liegen im Gebiet der Falknis-Sulzfluh-Decke die Verhältnisse aber insofern klarer, als im Gegensatz zu Habkern, der Lieferant des im

Flysch eingelagerten Kristallins (Tasnagranit) in der Umgebung aufgeschlossen ist.

Andere Autoren (zum Beispiel TRECHMANN, 1948a, b) nehmen an, daß die einzelnen Gerölle dieser Konglomerate im Wildflysch in Linsen zusammengeschwemmt wurden und sich gleichzeitig mit den Wildflyschmergeln verfestigten.

Wir betrachten an Hand unserer Beobachtungen im Wildflysch des Habkerntales beide erwähnten Erklärungsversuche für die Entstehung der konglomeratischen Einschlüsse als möglich. Welcher der beiden für ein bestimmtes Konglomerat zutrifft, läßt sich nicht mit Sicherheit aussagen.

Zur Beurteilung der heutigen Verhältnisse im Wildflysch ist auch die starke tektonische Beanspruchung dieser Serie in Betracht zu ziehen. TRECHMANN deutet die senkrechte Stellung der Längsachse des Konglomeratblockes an der Habkernstraße und die vom Mutterblock abgetrennten Teile, die jetzt über demselben stecken, als Folge der Wirkung von aufwärts gerichtetem Druck, welcher durch Wasser oder Gas erzeugt wurde. Uns erscheint aber eine Erklärung mit Hilfe von Verfaltung und Zerknetung der Serie beim Deckenschub als sehr viel wahrscheinlicher. Einzelne Gerölle oder Brocken können auch nachträglich von Konglomeraten infolge tektonischer Einwirkung abgetrennt worden sein. Die starke tektonische Beanspruchung der ganze Serie erlaubt aber nicht, solche tektonischen Gerölle (CADISCH, 1934, p. 127/128) von solchen, die auf eine der vorangehend geschilderten Arten entstanden sind, zu unterscheiden. In allen Wildflyschaufschlüssen zeigen die dunkeln Mergel eine große Zahl von Rutschspiegeln. Diese weisen ebenfalls auf die starken Bewegungen hin, die hier stattgefunden haben.

An Hand der festgestellten Foraminiferen kann der Wildflysch ebenfalls dem Obereozän zugeordnet werden.

Die Abtrennung des Wildflysches von den beiden andern Flyschserien erfolgte auf faziell-lithologischer Basis.

B. SCHLIERENFLYSCH

In den bisherigen Arbeiten über das Habkerntal wurde dem Schlierenflysch meist eine zu große Verbreitung zugeschrieben. BECK (1911) erwähnt außer den schönen Aufschlüssen im Gebiet Wintrösch Bohlberg Höchst noch solchen als Unterlage der „Leimernklippe". Jene Mergel mit Sandsteinbänken müssen wir aus lithologischen und mikropaläontologischen Gründen wie diejenigen von der Bort Allmend und dem untern Lammbach

(Bisch-Bach), die TERCIER (1928, und Geol. Führer d. Schweiz, VIII) zum Schlierenflysch stellt, dem Habkernflysch zuordnen. Schließlich hat MICHEL auf seiner Karte (1922) an der Großen Emme und in ihren Zuflüssen von der Riedernalp Schlierenflysch dargestellt. Auch diese Vorkommen gehören zum Habkernflysch.

In unserm Untersuchungsgebiet bildet der Schlierenflysch demnach: Die Gipfelpartien von Höchst, Bohlberg und Wintrösch, den Unterlauf des Bohlbaches und den nördlich anschließenden Abhang ob Bohlseiten sowie das Bett des Traubachs von K. 1000 bis K. 1035.

Die weitaus besten Aufschlüsse befinden sich am Bohlberg, wo besonders der große Anriß SW P. 1713,9 — der sogenannten Twirri — einen guten Einblick in diese Serie vermittelt. Durch diesen ganzen Aufschluß, wie auch an den übrigen des Bohlberges läßt sich der von SCHAUB (1943, p. 208) für den Schlierenflysch als typisch geschilderte Kleinzyklus aufs schönste verfolgen. Die Sandsteinbänke, die bis gegen 1 m mächtig werden können, beginnen mit scharfer Untergrenze (oft mit Wülsten versehen) meist mittel- bis grobkörnig. Gegen oben nimmt die Korngröße ab, die Sandsteine werden schiefrig und leiten über zu den Mergellagen. Die Schichtflächen der Sandsteinbänke sind teilweise übersät mit kohligen Pflanzenresten und zeigen reichlich Muskovitschuppen. Die Mergellagen weisen sehr häufig Chondriten auf. Hie und da sind hellgraue, dichte, muschelig brechende Kalkbänke, sogenannte Alberese, in den Zyklus eingeschaltet.

Die verschiedenen Anwitterungsfarben der Sandsteinbänke (grau–hellgelb–rostbraun), der tonigen bis sandigen Mergellagen (grünlichgrau–gelb–bräunlich) und des Alberese (hell–dunkelgrau) verleihen den Anrissen ein recht buntes Aussehen.

Die Aufschlüsse an Höchst und Wintrösch beschränken sich beinahe restlos auf die aus dem Schutt und der Vegetation hervorstechenden Schichtköpfe der Sandsteinbänke.

Im Traubach und Bohlbach treten noch sehr grobkörnige, konglomeratische Bänke mit Komponenten bis 2 cm Durchmesser auf. Sie enthalten neben Quarz, hellen und dunklen Kalken (zum Teil Urgongerölle) und Dolomit auch reichlich Kristallinkomponenten (unter anderem Habkerngranite).

Die Mächtigkeit des Schlierenflysches in seiner größten Ausbreitung vom Höchst über Bohlberg bis Wintrösch beträgt über 1500 m. Diese enorme Mächtigkeit ist aber zum größten Teil tektonisch zu erklären (vgl. p. 123).

Die bisherigen Altersangaben für den Schlierenflysch im Habkerntal weichen beträchtlich von unsern Ergebnissen ab.

Beck (1911, p. 53) stellt ihn ins Auversien. Tercier (Geol. Führer d. Schweiz, VIII) erwähnt Nummulitenfragmente aus den Aufschlüssen an der Straße Habkern–Bohlseiten–Schwendi vor der großen Traubachbrücke, wobei er die Serie zum Wildflysch zählt. Lithologische und stratigraphische Gründe veranlassen uns jedoch, jene Aufschlüsse samt denjenigen im Bett des Traubachs von K. 1000 bis K. 1035 zum Schlierenflysch zu rechnen. Während wir im Liegenden wie im Hangenden dieses Abschnittes im Wildflysch Eozänforaminiferen feststellen konnten, enthielten die Gesteinsschliffe dieser Zone ausschließlich Oberkreideforaminiferen. Aus untern Lagen von grobkörnigen Bänken an der Straße vor der Traubachbrücke, im Traubach und Bohlbach sowie am Twirri konnten wir in Dünnschliffen Sideroliten (besonders in den Konglomeraten), Globotruncanen, *Orbitoides*, *Lepidorbitoides* und daneben noch Nodosarien, *Reussella*, Rotaliden und Globigerinen feststellen. Die Sandsteinbänke von Höchst und Wintrösch lieferten keine Fossilien.

Die in den Schlierenflyschaufschlüssen festgestellten Foraminiferen

Siderolites calcitrapoides Lam.,
Globotruncana stuarti De Lapparent,
Globotruncana cf. *caliciformis* (De Lapparent),
Globotruncana leupoldi Bolli,
Globotruncana cf. *conica* Wight,
Orbitoides spec.,
Lepidorbitoides spec.

gestatten uns, die Serie dem Maestrichtien zuzuordnen[1]). Wir haben es hier also mit Abschnitt 1 des von Schaub (1943) aus der Großen Schlieren beschriebenen Normalprofils zu tun.

Da die Proben aus der Gegend von Wintrösch keine Fossilien enthalten, können wir nicht entscheiden, ob hier auch verfaltetes und eventuell verschupptes Maestrichtien vorliegt, oder ob es sich bereits um ein höheres Niveau handelt wie weiter östlich am Hundsknubel (Soder, 1949, p. 92/93).

II. Tektonik

Der Flysch unseres Untersuchungsgebietes liegt eingeklemmt zwischen dem Helvetikum der Randkette und der Stirn der

[1]) Eine Bestätigung dieses Befundes lieferten uns eine Anzahl Dünnschliffe aus dieser Gegend, die uns Herr Dr. Hans Schaub aus seiner Sammlung in verdankenswerter Weise zur Verfügung gestellt hat.

Wildhorn-Drusberg-Decke. Diese haben ihm in hohem Grade seine heutige Lagerung aufgezwungen.

Um einen Überblick über die Verteilung der verschiedenen Einheiten der Habkern-Mulde zwischen Thunersee und Waldemme zu gewinnen, sind in Tafel IV die tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes dargestellt. Zur bessern Veranschaulichung der Lage der Habkern-Mulde ist für die Zusammenstellung dieser tektonischen Karte der Rahmen allseitig etwas weiter gezogen worden. Dabei waren uns mündliche Mitteilungen der Herren Professor Dr. L. Vonderschmitt, Dr. H. Schaub, Dr. P. Soder und cand. geol. A. Holliger von großem Nutzen. Ferner stützten wir uns auf verschiedene bereits publizierte Karten (siehe Karten des Literaturverzeichnisses). Unser engeres Untersuchungsgebiet ist durch die gestrichelte Linie umgrenzt. Für die Flyschregionen südlich des Thunersees (Liechti, 1930) und in der Unterlage des Schlierenflysches sowie der Giswiler Klippen östlich der Waldemme bedarf es noch neuer Aufnahmen, um sie mit den in der Gegend von Habkern unterschiedenen Flyschserien parallelisieren zu können. Diese Abschnitte wurden in Tafel III vorläufig noch als Habkernflysch im allgemeinen gekennzeichnet.

Dank der neuen Untersuchungen von Soder war diese Parallelisierung ostwärts bis zur Waldemme möglich. Anläßlich gemeinsamer Exkursionen und Besprechungen konnten wir in jenem Gebiet die weiteren Unterteilungen des Habkernflysches gemeinsam mit Herrn Dr. Soder vornehmen. Sie sind in Tafel III berücksichtigt.

Die drei von uns unterschiedenen Zonen des Habkernflysches verteilen sich wie folgt:

Der Basale Flysch, der den helvetischen Globigerinenmergeln faziell nah verwandt ist, tritt in der Habkern-Mulde zwischen Thunersee und Waldemme in zwei Schuppen auf. Die eine liegt zwischen Traubach und Emme, die andere weiter im NE, im Gebiet des Südelbaches.

Der zum Teil auf diese Schuppen, zum Teil auf das Helvetikum aufgeschobene Flysch mit Leimernpaketen ist ebenfalls auf zwei Abschnitte verteilt. Der nordöstliche erreicht seine größte Entfaltung südlich und östlich des Durchbruchtales der Emme durch die Randkette. Der südwestliche umfaßt das Gebiet von Leimern und dasjenige ums Guggenhürli.

Der Wildflysch liegt teils tektonisch, teils scheinbar normalstratigraphisch über den beiden oben genannten Flyschserien. Es sei hier erwähnt, daß uns die Bezeichnung Habkern-Mulde

nicht zu befriedigen vermag. Aus unsern Ausführungen Seite 73ff. geht hervor, daß das Helvetikum keine Mulde im engeren Sinne bildet. Der Habkernflysch besteht aus drei Zonen, deren Sedimente im großen und ganzen normal gelagert sind und gegen Süden einfallen. Sie weisen also ebenfalls keine Muldenstruktur auf. Wenn die Bezeichnung Habkern-Mulde trotzdem beibehalten wurde, so geschah dies, um bei einer in der Literatur bereits eingebürgerten Bezeichnung zu bleiben.

Bei der Besprechung der tektonischen Verhältnisse der Habkern-Mulde gehen wir wie im stratigraphischen Teil vor: es werden zuerst die drei Glieder des Habkernflysches und zum Schluß der Schlierenflysch behandelt.

A. HABKERNFLYSCH

1. *Basale Flysch-Schuppe*

(vgl. Taf. II, Profil 2–5, und Taf. III)

Ihre größte Mächtigkeit erreicht diese Schuppe im NE unseres Untersuchungsgebietes, im Raume Habchegg–Nollen. Dort ist im nördlichen Teil, im Leimbach, die Aufschiebungsfläche auf die helvetischen Globigerinenmergel aufgeschlossen. Einige Meter oberhalb der Einmündung des Grabens, der östlich der Ebenegg entspringt, läßt sich im Anriß am rechten Ufer etwa 50 m weit eine 1–2 m mächtige Ruschelzone verfolgen. Dieselbe Zone ist auf K. 1180, im Mündungsgebiet des bei den westlichsten Hütten der Alp Scherpfenberg vorbeifließenden Baches, wieder aufgeschlossen. Der Unterschied in der Ausbildung der helvetischen Globigerinenmergel zu derjenigen des Habkernflysches in dieser Gegend erlaubt uns, im Bachabschnitt zwischen diesen beiden tektonisch wichtigen Aufschlüssen die Trennung ebenfalls durchzuführen, obwohl der Kontakt unter Schutt verdeckt liegt.

Im Älgäu liegt die Kontaktzone ganz unter Schutt verborgen. Die Aufschiebungsfläche läßt sich aber relativ gut lokalisieren, da die SW–NE streichenden Flyschmergel auf das gegen SW abtauchende helvetische Eozän aufgeschoben liegen. Dadurch greift hier die Basale Flysch-Schuppe nach Norden vor und stößt an der Hohgant–Sundlauenen-Verwerfung an den Schrattenkalk der Randkette. Dies ist SW-wärts weiterhin der Fall bis ins Tal des Traubaches auf K. 1250. Aber auch hier ist der Aufschiebungskontakt nicht aufgeschlossen. Zwischen den obersten Wängenkalkbänken der helvetischen Globigerinenmergel und dem ersten Auftreten von Sandsteinbänken in den Flyschmergeln liegt eine

60 m mächtige Zone ohne jegliche Einlagerungen (vgl. auch p. 86). Wir vermuten innerhalb dieser Zone die Grenze Helvetikum–Flysch. Eine genaue Festlegung ist deshalb nicht möglich, weil der in Frage stehende Bachabschnitt nicht durchgehend Aufschlüsse zeigt.

Ein schöner tektonischer Kontakt zwischen den Globigerinenmergeln der Randkette und der Basalen Flysch-Schuppe wurde durch den Lammbach aufgeschlossen. Auf K. 1220 verursacht eine 1,5 m mächtige Sandsteinbank einen Wasserfall. Von dieser Bank abwärts hat der Bach sein Bett in globigerinenführende Mergel eingeschnitten, die weiter unten Wängenkalke enthalten. Der Bachabschnitt mit der Sandsteinbank wurde von Beck (1911, p. 75, Abb. 28) abgebildet. Beck nimmt den Aufschiebungskontakt unmittelbar an der Basis der Sandsteinbank an. Es lassen sich dort aber keinerlei Spuren von Bewegung feststellen. Dagegen weisen die Mergel 5 m unterhalb der Sandsteinbank eine stark zerknetete Zone mit Kalzitadern auf, die darauf hinweist, daß hier der Aufschiebungskontakt vorliegt. Diese Stelle ist in der von Beck publizierten Skizze nicht mehr enthalten.

Gegen SW keilt die Basale Flysch-Schuppe rasch aus. Ihre Mächtigkeit ist im Lammbach im Vergleich zu der auf der Habchegg (rund 1500 m) bereits enorm reduziert. Im Traubachquertal sind zwischen den Globigerinenmergeln der Randkette und dem Wildflysch noch 50–60 m Sedimente der Basalen Schuppe vorhanden. Westlich desselben läßt sich die Basale Schuppe nicht mehr weiter verfolgen.

Aber auch gegen Osten kann ein Auskeilen der Basalen Schuppe festgestellt werden. Von der Habchegg, wo die Schuppe ihre größte Entwicklung zeigt, verschmälert sich die Zone ostwärts und keilt wenig östlich der Emme oberflächlich aus. Wie die Untersuchungen Soders zeigen (vgl. auch Tafel III), tritt Flysch der Basalen Schuppe NE Schneeberg wieder in großer Breite auf und erreicht im Südelbach eine der Habchegg entsprechende Mächtigkeit.

Ein vereinzeltes Vorkommen von Gesteinen, die wir dem Flysch der Basalen Schuppe zuweisen müssen, findet sich im obern Bohlbach zwischen K. 1360 und 1475. Es erscheint als Fenster im Wildflysch. Wir deuten diesen Aufschluß als Scheitel einer Falte, die durch das Zusammenpressen der Habkern-Mulde verursacht wurde (vgl. Tafel II, Profil 3).

An der ganzen SE-Grenze der Habkern-Mulde, entlang dem Stirnrand der Wildhorn-Drusberg-Decke, fehlt die Basale Flysch-Schuppe.

Der Flysch der Basalen Schuppe zeigt im ganzen Gebiet allgemeines Südfallen. Nur an einigen wenigen Stellen lassen sich lokale Verfaltungen feststellen. Ob diese südfallende Serie einer einzigen mächtigen Schichtfolge angehört, oder ob innerhalb von ihr Repetitionen durch Schuppung auftreten, läßt sich nicht entscheiden. Es fehlen typische lithologische Leithorizonte, und unsere jetzige Kenntnis der Faunen erlaubt keine altersmäßige Unterteilung.

Die Abgrenzung gegen die über ihr folgenden Flyschserien besprechen wir bei der Behandlung der Untergrenzen jener Schichtfolgen.

2. *Flysch mit Leimernpaketen*

Die Sedimente dieser Serie treten in zwei großen Abschnitten unseres Untersuchungsgebietes auf. Der eine liegt im NE und setzt sich gegen Osten weiter fort, wo er in dem von SODER beschriebenen Teil der Habkern-Mulde eine beträchtliche Entfaltung erreicht. Die Vorkommen des andern Abschnittes liegen westlich Habkern und umfassen die Gebiete Leimern und Guggenhürli.

Im NE-Abschnitt erreicht diese Serie ihre größte Mächtigkeit dort, wo die Basale Schuppe oberflächlich auskeilt. Es trifft dies den NE-Teil unseres Untersuchungsgebietes und weiter östlich die Einzugsgebiete des Schönisei- und Bärselbaches (vgl. SODER, 1949, Tafel V). Die Abgrenzung gegenüber der Basalen Schuppe läßt sich im östlichen Teil der Habkern-Mulde leicht durchführen, da die beiden Serien diskordant aneinander stoßen (vgl. SODER, 1949). In unserem Untersuchungsgebiet ist die Abgrenzung wesentlich schwieriger, da in der in Frage kommenden Zone keine geeigneten Aufschlüsse liegen. Einzig im Tiefengrabenzufluß von Nollen (Abb. 9) ist eine Ruschelzone zu sehen, die als Aufschiebungsfläche auf die Basale Schuppe gedeutet werden kann.

Gegen Westen, den Lombachoberlauf, keilt der Flysch mit Leimernpaketen rasch aus. Die südwestlichsten Vorkommen bilden die Anrisse entlang der Bodmisegg.

Im Süden stößt der Flysch mit Leimernpaketen an das Eozän der Stirn der Drusberg-Decke. Die Abgrenzung des Flysches läßt sich hier leicht durchführen. Auf Alp Lombach und weiter gegen Osten stoßen die Flyschmergel mit Diskordanzen bis zu 45° im Fallen gegen die helvetischen Globigerinenmergel. Hier bildet der Flysch entlang dem Nordfuß des Brienzergrates eine Mulde (Tafel II, Profile 4 und 5). Die Ursache hierzu sehen wir im

Zusammenpressen der Habkern-Mulde in einer letzten Phase der Alpenfaltung. Hierbei war es besonders die Falte F II der Stirn der Wildhorn-Drusberg-Decke, welche den SE-Teil der Flyschserie durch ihr Vorstoßen gegen N aufwärts preßte.

Im Abschnitt W Habkern liegt der Flysch mit Leimernpaketen in zwei Klippen (vgl. Tafel III) aufgeschoben über dem Waldegg-Gewölbe und der Randkette. Die eine dieser Klippen umfaßt die Typlokalität der Leimernschichten, die andere das Gebiet Guggenhürli-Stand. An beiden Orten setzt der Flysch über die Hohgant–Sundlauenen-Verwerfung weg, ohne von dieser beeinflußt worden zu sein. Die Überschiebung des Flysches muß demnach jünger sein als die Anlage des Bruches.

Der Niveau-Unterschied zwischen dem höheren und dem abgesunkenen Teil der Randkette muß bei der Überschiebung in diesem Gebiet durch Erosion ausgeglichen gewesen sein, sonst wäre dies nicht ohne Folgen für die Lagerung des Flysches geblieben. Es liegt also offenbar eine Reliefüberschiebung vor.

Die Aufschiebungsfläche auf die Globigerinenmergel konnte nicht genau lokalisiert werden, weil diese Grenzzone schlecht aufgeschlossen ist. Da in den helvetischen Globigerinenmergeln keine Sandsteinzwischenlagen enthalten sind, wurde die Basis des Flysches jeweils dort angenommen, wo die ersten Sandsteinbänke auftreten.

Über diesem Flysch mit Leimernpaketen liegt die höchste Serie des Habkernflysches.

3. *Der Wildflysch*

Die Abtrennung des Wildflysches von den beiden andern Flyschserien erfolgte auf faziell-lithologischer Basis. Wie aus den Verhältnissen östlich der Wasserscheide zwischen Lombach und Emme hervorgeht, überlagert der Wildflysch sowohl den Flysch mit Leimernpaketen als auch die Basale Flysch-Schuppe. Welcher Art die Auflagerung ist, läßt sich jedoch nicht definitiv entscheiden, da der Kontakt zu den übrigen Flyschserien nur an wenigen Stellen aufgeschlossen ist und diese kein eindeutiges Bild vermitteln. An der Bodmisegg und im Traubachquertal liegen tektonische Kontakte vor. Im Quellbach der Emme scheint ein normaler Übergang vom Flysch mit Leimernpaketen zum Wildflysch vorzuliegen. Am Westabhang des Höchst zeigt ein Aufschluß störungsfreien Übergang vom Flysch der Basalen Schuppe in den Wildflysch. Die Deutungsmöglichkeiten hierfür werden im Schlußkapitel dieser Arbeit (p. 124) besprochen.

Im SW der Habkern-Mulde, im Unterlauf des Lombaches, tritt einzig der Wildflysch als „Muldenfüllung" auf. Er ist hier eingeklemmt zwischen den helvetischen Globigerinenmergeln der Stirn der Wildhorn-Decke im SE und denjenigen des Waldegg-Gewölbes im NW. Gegen NE wird die Wildflyschzone im Gebiet des Habbaches breiter.

Über die Auflagerungsfläche auf den Flysch mit Leimernpaketen SE des Guggenhürli läßt sich nichts aussagen, da zwischen den letzten Aufschlüssen des Wildflysches und den ersten des Flysches mit Leimernpaketen Schutt das anstehende Gestein verdeckt. Der Wildflysch fällt im ganzen Habbach nach Süden ein, und zwar etwas steiler als der Hang; er scheint sich dem nach Osten abtauchenden und verflachenden Waldegg-Gewölbe anzuschmiegen.

Vom Traubachquertal NE-wärts teilt der eingefaltete Schlierenflysch diese Zone in zwei Streifen, die sich östlich der Schlierenflyschmasse, im Einzugsgebiet des Tiefengrabens, wieder vereinigen. Der südliche dieser Streifen umfaßt die Aufschlüsse im untersten Traubach, im Bohlbach und obern Lombach sowie diejenigen am Südhang von Wintrösch und auf der Alp Lombach; der nördliche zieht vom Traubachquertal in den Oberlauf des Lammbachs und entlang den West-, Nord- und Ost-Hängen von Bohlberg und Höchst.

Wie bereits festgestellt wurde, ist der Auflagerungskontakt auf die darunter liegenden Flyschserien nur an wenigen Stellen direkt aufgeschlossen. Im südlichen der beiden genannten Streifen grenzt der Wildflysch am Oberlauf des Lombaches an den Flysch mit Leimernpaketen. Hier ist an der Bodmisegg der Kontakt ebenfalls nicht aufgeschlossen, doch lassen die Lagerungsverhältnisse Schlüsse auf das Verhältnis zwischen den beiden Serien zu. Der Flysch mit Leimernpaketen ist normal gelagert und liegt höher als der Wildflysch. Es muß deshalb eine Aufschuppung des ersteren angenommen werden, wie dies in Tafel II, Profil 2 dargestellt ist.

Weiter im NE, am linken Ufer des Quellbaches der Emme, scheint ein normaler Übergang vom Flysch mit Leimernpaketen zum Wildflysch vorzuliegen. Wir haben bereits Seite 100 erwähnt, daß hier keine definitive Grenze zwischen den beiden Flyschserien gezogen werden kann. Infolge der leichten Aufpressung des Flysches mit Leimernpaketen durch die Stirn der Drusberg-Decke bildet hier auch der Wildflysch eine kleine Mulde (vgl. Tafel II, Profile 4 und 5), die im Gebiet des Zusammenflusses Tiefengraben–Emme ausspitzt.

Der nördliche Wildflysch-Streifen enthält zwei Aufschlüsse, die den Auflagerungskontakt zeigen. Im Traubachquertal liegt der Wildflysch mit tektonischer Grenze auf dem Flysch der Basalen Schuppe (vgl. auch Abb. 19). Am Westabhang des Höchst dagegen, im Bächlein, das 100 m NE P. 1605 (vgl. p. 87 und Abb. 11) entspringt, ist kein tektonischer Kontakt vorhanden. Vom Flysch der Basalen Schuppe leitet scheinbar ein kontinuierlicher Übergang zum Wildflysch über.

Leider liegen keine weiteren Aufschlüsse vor, die über die Auflagerungsverhältnisse etwas aussagen.

Östlich der Vereinigung der beiden Streifen spitzt der Wildflysch am Oberlauf der Emme aus. Er setzt im Nordosten unseres Untersuchungsgebietes N Laubersmad (vgl. Tafel I und Soder, 1949) wieder ein und streicht unter dem Schlierenflysch des Hundsknubels NE-wärts gegen Sörenberg.

Im Abschnitt zwischen diesen beiden großen Vorkommen im Gebiet Riedernalp–Mürrenalp, fehlt er, wohl infolge von Erosion. Ein kleines Überbleibsel befindet sich am rechten Uferhang der Emme westlich Bruchläger, wo Wildflysch mit Barytkugeln auftritt.

B. SCHLIERENFLYSCH

Östlich der Waldemme, im Gebiet der beiden Schlieren, erreicht dieser Flysch seine größte Entfaltung. Westlich der Waldemme sind nur kleine Reste von der Erosion verschont geblieben. Während am Hundsknubel und seiner Umgebung (Soder, 1949, p. 89–93) außer der Oberkreide noch paleozäne Anteile auftreten, ist in unserem Untersuchungsgebiet nur Oberkreide erhalten geblieben (eventuell Ausnahme bei Wintrösch, vgl. p. 116).

In diesen Vorkommen, besonders am Bohlberg, ist der Schlierenflysch sehr stark verfaltet, was zu der enormen Mächtigkeit führte. Er weist eine Anzahl spitzer Mulden und Antiklinalen auf, wie in Profil 3, Tafel II angedeutet ist.

Bei einem letzten Zusammenpressen der Habkern-Mulde wurde der überschobene Schlierenflysch in Form zweier Mulden (vgl. Profil 3, Tafel II) in den ihn unterlagernden Wildflysch eingefaltet. Die den Wintröschgipfel bildende kleine Mulde läßt sich nicht weiter verfolgen. Die größere hingegen, welche sich vom Höchst zum Bohlberg erstreckt, bildet infolge ihres starken axialen Abtauchens gegen SW den Hang ob Bohlseiten und taucht bis in das Traubachquertal ab. Westlich desselben ist sie nicht mehr zu erkennen. Entweder keilt sie rasch aus oder steigt axial wieder an und fehlt infolgedessen durch Erosion.

Schlußbetrachtungen über den Flysch der Habkern-Mulde

1. Der Ablagerungsraum

Die in den helvetischen Globigerinenmergeln (mit Wängenkalken) und in den drei Serien des Habkernflysches festgestellten Foraminiferenfaunen sprechen alle für priabones Alter dieser Ablagerungen. Eine weitere Unterteilung des Priabonien, zum Beispiel in einen untern und einen obern Teil kann einstweilen nicht durchgeführt werden.

Die nahe fazielle Verwandtschaft des Flysches der Basalen Schuppe zum Obereozän der Wildhorn-Drusberg-Decke und seine heutige Lagerung lassen darauf schließen, daß die Sedimente der Basalen Schuppe unmittelbar südlich anschließend an diejenigen der Wildhorn-Drusberg-Decke abgelagert wurden. Aus ähnlichen Erwägungen ist abzuleiten, daß die Heimat des Flysches mit Leimernpaketen südlich an diejenige der Basalen Schuppe anschließt.

Für die Lage des Ablagerungsraumes des Wildflysches kommen zwei Möglichkeiten in Frage:

1. Er könnte südlich an denjenigen des Flysches mit Leimernpaketen angeschlossen haben und
2. könnte er über dem Flysch mit Leimernpaketen und zum Teil noch über dem Flysch der Basalen Schuppe abgelagert worden sein.

Im folgenden seien die Gründe für und gegen diese beiden Ansichten erwogen.

Für die Ablagerung des Wildflysches neben dem Flysch mit Leimernpaketen spricht in erster Linie sein ebenfalls obereozänes (priabones) Alter. Damit in Einklang wären auch die beiden tektonischen Kontakte, mit denen er an der Bodmisegg an den Flysch mit Leimernpaketen und im Traubachquertal gegen die Basale Flysch-Schuppe stößt.

Dagegen sprechen die beobachteten stratigraphischen Übergänge von den beiden andern Flyschserien zum Wildflysch im Quellbach der Emme und am Westabhang des Höchst. Es muß aber in Betracht gezogen werden, daß diese Übergänge infolge der enormen Plastizität des Materials auch bloß vorgetäuscht sein könnten.

Große Schwierigkeiten bietet diese erste Lösung aber noch in bezug auf die riesigen Leimernpakete in der zweiten Flyschserie. Diese müßten in diesem Falle, um in den Ablagerungsraum des Flysches mit Leimernpaketen gelangt zu sein, denjenigen des

Wildflysches zuerst durchquert haben, was für derart große Rutschpakete nicht leicht vorstellbar ist. Die zweite Ansicht löst diese Frage wesentlich besser. Ihr liegt aber die Annahme zugrunde, daß der Wildflysch innerhalb des Priabonien jünger sei als die beiden andern Flyschserien. Dies läßt sich aber bis heute an Hand der Foraminiferenfaunen nicht beweisen. Setzen wir aber diesen durchaus möglichen Altersunterschied voraus, so läßt sich gut vorstellen, daß vom Rand des Flyschbeckens die großen Leimernpakete in den Sedimentationsraum der mittleren Schuppe des Flysches mit Leimernpaketen einrutschten. Zu einem späteren Zeitpunkt, als der Wildflysch darüber abgelagert wurde, lag außer den Leimernschichten dort auch noch ein Granitkomplex der Abtragung frei, wodurch das gemeinsame Auftreten von Leimernschichten und Habkerngranit in größeren Blöcken samt den Konglomeraten zu erklären wäre.

Die Sedimentation des Wildflysches könnte nordwärts über den Flysch mit Leimernpaketen bis auf den Flysch der heutigen Basalen Schuppe übergegriffen haben. Auf diese Weise wären auch die oben erwähnten stratigraphischen Übergänge von den beiden, in diesem Falle älteren Flyschserien zu dem jüngeren Wildflysch erklärt. Bei den tektonischen Kontakten an der Bodmisegg und im Traubachquertal würde es sich um nachträglich infolge der Faltung entstandene Bewegungskontakte handeln.

Aus diesen Erwägungen ergibt sich eine größere Wahrscheinlichkeit für diese zweite Lösung. Vielleicht gelingt durch verfeinerte mikropaläontologische Untersuchungen eine altersmäßige Unterteilung des Priabonien und damit der Nachweis, daß ein Altersunterschied zwischen den geschilderten Flyschserien besteht. Ein definitiver Entscheid ist beim heutigen Stand der Erkenntnisse noch nicht möglich.

Die tektonischen Verhältnisse sowie die oben soeben skizzierten faziellen Zusammenhänge erlauben eine Zuordnung des Habkernflysches zum süd- bis ultrahelvetischen Ablagerungsraum.

Trotz dieser Ergebnisse kann nichts über den Untergrund, auf den der Habkernflysch abgelagert wurde, ausgesagt werden, da von diesem nirgends etwas zu beobachten ist.

Während auf das gegenseitige Verhältnis der drei Zonen des Habkernflyschs im Ablagerungsraum die obigen Schlüsse gezogen werden konnten, läßt sich über die Beziehungen zwischen den Ablagerungsräumen des Habkernflysches und des Schlierenflysches nichts aussagen. Auffallend ist jedoch, daß eine Anzahl der im Habkernflysch als eingerutschte Massen und grobe Gerölle auftretenden Gesteine im Schlierenflysch ebenfalls vorkom-

men, aber als Komponenten der Sandsteine, Brekzien und Konglomerate. So sind im Schlierenflysch rötliche Feldspäte, ja selbst kleine Granitbrocken mit denselben relativ häufig und verleiten zu einem Vergleich mit dem Habkerngranit. Glimmerschiefer und Gneise sind ebenfalls als Gerölle häufig. Aber auch die sedimentären Komponenten, Dolomite, dunkle und helle Kalke, die teils dem Malm, teils der Kreide (Urgon und Couches rouges) angehören dürften (vgl. Soder, 1949, p. 92), lassen eine ähnliche Herkunft des klastischen Materials vermuten.

2. Herkunft des Materials

Die Frage der Herkunft des im Flysch des Alpennordrandes auftretenden fremden Gesteinsmaterials, ganz besonders der exotischen Blöcke im Wildflysch, hat schon recht früh das Interesse der Geologen erweckt. Gute Zusammenfassungen über die älteren Ansichten finden sich bei Arn. Heim (1908, p. 356ff.) und Tercier (1928, p. 36ff.).

Nach eingehenden petrographischen Untersuchungen gelangt Tercier auf Grund seiner Untersuchungen im Berragebiet (1928) zum Schluß, daß die Mehrzahl der exotischen Blöcke, im besondern die Granite mit rotem Orthoklas, aus unterostalpinen Decken zu beziehen seien.

Die Ergebnisse unserer Untersuchungen in der Gegend von Habkern lassen nur in bezug auf die Herkunft der Leimernschichten einen eindeutigen Schluß zu. Diese treten in derart großen Massen auf, daß sehr gut verwandtschaftliche Beziehungen zu andern Sedimenten abgeleitet werden können. Dies gilt besonders für die Tatsache, daß im großen Paket an der Typlokalität Leimern eine Schichtfolge vom Turonien bis hinauf zum Maestrichtien vorliegt und daß in dessen Nähe Blöcke aus noch jüngeren Sedimenten (Danien? Paleozän) in Leimernfazies auftreten.

Den Leimernschichten sehr ähnliche Faziestypen treten in zwei Bezirken auf:

1. Die Seewerkalkfazies im Helvetikum und
2. die Fazies der Couches rouges in den Préalpes médianes.

Leupold (1942, p. 283) sucht die Heimat der Leimernschichten im ersten dieser Bezirke, nämlich auf dem südlichen Teil des Rückens der Wildhorn-Drusberg-Decke. Da aber der vertikale Faziesbereich des helvetischen Seewerkalks nicht höher als bis ins Campanien reicht, kann diese Lösung nicht zutreffen.

Soder (1949, p. 75) vermutet, daß der Ablagerungsraum der Leimernschichten eine Zwischenstellung zwischen demjenigen des helvetischen Seewerkalkes und dem der Couches rouges einnimmt. Er kommt zu diesem Schluß, weil er annimmt, daß sich die Leimernschichten der Habkern-Mulde nur bis ins Maestrichtien erstrecken, während Tschachtli (1941), Berliat (1942) und Arbenz (1947) zeigten, daß die Couches rouges der Préalpes médianes bis ins Paleozän hinaufreichen.

Die Ergebnisse unserer Untersuchungen an der Typlokalität der Leimernschichten haben aber ergeben, daß die Leimernschichten eine Serie vom Turonien bis zum Paleozän umfassen. Dies deutet auf eine nahe Verwandtschaft zu den Couches rouges hin. Der Ablagerungsraum der Leimernschichten hing sehr wahrscheinlich mit demjenigen der Couches rouges zusammen, sofern sie nicht überhaupt identisch waren.

Es wäre durchaus denkbar, daß zur Zeit der Ablagerung des Habkernflysches die Stirn der Préalpes médianes bis an den Südrand des Sedimentationsraumes dieses Flysches vorgedrungen war und sich Teile derselben loslösten und in den Flyschtrog einrutschten. Kleinere Komponenten können nordwärts bis in den Raum des Flysches der Basalen Schuppe ausgestreut worden sein. Wir finden diese kleinen Gerölle heute in den Brekzien der Basalen Schuppe.

Neben den Leimernschichten tritt im Flysch der Habkern-Mulde einzig der Habkerngranit noch in sehr großen Blöcken auf. Ältere Sediment-Einschlüsse als die Leimernschichten treten im Gegensatz zu weiter westlich gelegenen Flyschgebieten (Gurnigel, Berra; vgl. Tercier, 1928b, c; 1946) nur in kleinen Geröllen auf. Von diesen Sedimenten erreichen in der Habkern-Mulde einzig die Gipsschollen Durchmesser von 1–2 m. Die Gerölle aus Dolomit sowie diejenigen aus Malm und Unterkreide, die Soder (1949) aus den grobkörnigen Sandsteinbänken und Brekzien erwähnt, bleiben alle weit unter Faustgröße.

Die Zusammensetzung des Wildflysches, Mergel mit sandigen Zwischenlagerungen und Einschlüsse verschiedenster Zusammensetzung und Größe, läßt darauf schließen, daß er vor steiler Küste abgelagert wurde, von der die großen Komplexe in den sich bildenden Flysch glitten. Wir haben angenommen (vgl. oben), daß es eine Epoche gab, in der die Couches rouges als Stirn der Préalpes médianes diese Küste bildeten. Es gilt dies besonders für den Zeitpunkt der Entstehung des Flysches mit Leimernpaketen. Die übrigen Komponenten, sowohl die kristallinen als auch die sedimentären, sind wahrscheinlich aus größerer

Entfernung herantransportiert worden, da sie nur als Sandkörner und kleine Gerölle in der Basalen Flysch-Schuppe und im Flysch mit Leimernpaketen auftreten.

Als der Wildflysch abgelagert wurde, muß auch das Kristallin, welches den Habkerngranit lieferte, an dieser Küste zutage getreten sein, da in ihm nun die großen Blöcke von Habkerngranit und die Küstenkonglomerate auftreten.

Es stellt sich die Frage, ob der Habkerngranit und die Couches rouges, welche die Leimernschichten lieferten, derselben tektonischen Einheit angehörten. Eine stratigraphische Verknüpfung der beiden Gesteinsarten konnte nirgends festgestellt werden. Ferner fällt auf, daß keine größeren Massen anderer mesozoischer Sedimente (Trias oder Jura) auftreten.

Wir haben also keine direkten Beobachtungen, die eine Zugehörigkeit zur gleichen tektonischen Einheit wahrscheinlich machen. Die Klippendecke, aus der wir die Leimernpakete ableiten möchten, wird von den einen (Staub, 1924, 1937, 1942) als ostalpine Einheit, von andern (Haug, 1925; Tercier, 1945) als penninische Einheit gedeutet. Wie oben schon erwähnt, zeigen die tektonisch wenig beanspruchten und erstaunlich frischen Habkerngranite Anklänge an Kristallin der unterostalpinen Region. Sollte es weiteren Untersuchungen gelingen, zu zeigen, daß Habkerngranit und Leimernschichten vor der Abtragung und Einlagerung in den Flysch ein und derselben tektonischen Einheit angehörten, so wäre wohl ein neues Argument für die Zugehörigkeit der Klippendecke zum Unterostalpin gewonnen.

Während für den Ablagerungsraum des Habkernflysches die oben geschilderten Verhältnisse anzunehmen sind, müssen in der gleichen Epoche in weiter westlich gelegenen Gebieten (heute Gurnigel–Berra) auch ältere Sedimente unmittelbar am Aufbau der Küste des Flyschmeeres teilgenommen haben. Hierfür spricht in jenen Zonen das Auftreten dieser Sedimente in großen Paketen, im Gegensatz zu Habkern, wo sie nur als kleine Gerölle in den Flyschgesteinen eingestreut vorkommen.

Unsere aus den Untersuchungsergebnissen im Habkernflysch gezogenen Schlüsse auf die Herkunft der Leimernschichten und der exotischen Kristallinblöcke von der Stirn der gegen das Flyschmeer vorrückenden Klippendecke bilden die Bestätigung einer von Schardt (1898 p. 215) schon geäußerten Ansicht.

Eine ganz andere Interpretation dieser Verhältnisse gab Leupold (1942, p. 284). Er nahm im Süden des Sedimentationsraumes des Wildflysches eine „ultrahelvetische Schwelle" an. Diese hätte die Ablagerungsräume des Wildflysches und des süd-

lich davon gelegenen Schlierenflysches voneinander getrennt. Für beide bezieht er das Material von der genannten Schwelle.

Es stellt sich nun die Frage, ob die von LEUPOLD postulierte „ultrahelvetische Schwelle" identisch sein könne mit der von uns angenommenen Stirn der vorrückenden Klippendecke. Ist dies der Fall, so müßte der Schlierenflysch wohl auf dem Rücken der Klippendecke abgelagert worden sein. Dem widerspricht aber das Alter des Schlierenflysches, der nach den vorhandenen Aufschlüssen vom Maestrichtien bis ins untere Eozän reicht (vgl. SCHAUB, 1943). Im Gebiet der Klippendecke finden wir aber Maestrichtien-Paleozän in der Fazies der Couches rouges. Diese wieder lieferten nach unserer Auffassung die sogenannten Leimernschichten des Habkernflysches. Es kann somit die „ultrahelvetische Schwelle" kaum identisch sein mit der von uns angenommenen Stirn der Klippendecke.

Auf Grund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse können noch keine festen Schlüsse auf den Ablagerungsraum des Schlierenflyschs gezogen werden. Die Tatsache aber, daß er Komponenten aus demselben Material wie der Habkernflysch enthält, läßt vermuten, daß die beiden Ablagerungsräume nicht sehr weit voneinander entfernt waren. Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich aus dem Alter der beiden Flyschserien. SCHAUB (1943) hat den gesamten Schlierenflysch als vom Maestrichtien bis ins untere Eozän reichende Sedimentserie beschrieben. Der Habkernflysch dagegen gehört ins obere Eozän.

Ganz besondere Bedeutung dürften in dieser Hinsicht detaillierten Untersuchungen der westlich anschließenden Gebiete (Gurnigel, La Berra) zukommen.

Erst die Resultate detaillierter Untersuchungen über größere Gebiete werden sichere Schlüsse auf Stellung und Herkunft der Flyschmassen erlauben.

QUARTÄR

Lokalmoränen

Weite Flächen unseres Untersuchungsgebietes liegen unter einer teilweise mächtigen Moränendecke. Dies gilt in erster Linie für das Einzugsgebiet des Lombaches. Alle diese Moränen erwiesen sich als Überreste von Lokalgletschern. Wir konnten nirgends Geschiebe feststellen, die nicht aus der Habkern-Mulde oder dem angrenzenden Helvetikum stammen.

Große, ausgeprägte Moränenwälle fehlen. Im Älgäuli liegen zwei kleine Wälle beinahe senkrecht zueinander (vgl. Tafel I). Sie stammen aus einem Rückzugsstadium des kleinen Gletschers,

der im Kar zwischen den beiden Hohgantgipfeln seinen Ursprung nahm. Das Material setzt sich lediglich aus den am Hohgant auftretenden helvetischen Gesteinen (Hohgantserie, untere Kreide) zusammen.

Am übrigen Moränenmaterial haben die Flyschgesteine der Habkern-Mulde den größten Anteil. Von der Randkette bzw. Brienzergrat, lieferten im Gebiet des Lombachs die Hohgantserie und im Einzugsgebiet der Großen Emme die Wangschichten das meiste Material.

Schneehaldenmoränen

Sie sind in unserem Untersuchungsgebiet recht selten. Entlang der Harder Brienzergrat-Kette werden sie durch den nachfolgenden Gehängeschutt immer wieder zugedeckt.

Eine ausgeprägte Schneehaldenmoräne liegt dagegen an der Leimern von P. 1788 bis N P. 1840 am Fuße der Steilen Flysch- und Geröllhalde.

Stauschotter

Die Anrisse nordöstlich Schwendi und im Mittellauf des Lombachs zeigen geschichtetes Moränenmaterial. Es handelt sich dabei um Stauschotter, die entstanden sind als der Aaregletscher das Habkerntal abgeriegelt hatte. Sie bilden im Gebiet Schwendi –Bohlseiten und besonders am Luegiboden ausgeprägte Terrassen.

Bergstürze

Im Untersuchungsgebiet ist kein Bergsturz größeren Ausmaßes vorhanden. Am Westabhang des Suggiturms (Augstmatthorn) ist dagegen einer im Entstehen begriffen. Eine ansehnliche Masse der steilstehenden Wangschichten ist bereits gegen die Alp Bodmi abgestürzt; Risse und Spalten deuten darauf hin, daß in naher Zukunft weitere Massen sich vom Anstehenden loslösen werden.

Blockschutt

Große Ansammlungen von Blockschutt befinden sich hinter dem abgesackten Schlierenflyschpaket SE P. 1713,9 am Bohlberg und hinter dem abgesackten Flysch am Bruchläger, am Fuße des Gummhorns. An beiden Orten stürzten kleine und große Blöcke der zurückgebliebenen steilstehenden Glieder (am Bohlberg der Schlierenflysch, beim Bruchläger die Wangschichten des Gummhorns) in die durch die Sackung entstandene Nische. Zwei große Massen abgestürzter Blöcke, vorwiegend

Hohgantsandstein, liegen am Weg zwischen Steini und der Alp Scherpfenberg.

An der Oberfläche verwittert der Hohgantsandstein oft zu großen und kleinen Blöcken. Die Gipfelflächen des Hohgant sind übersät von solchen Blöcken.

Westlich des Hohgant liegen große derartige Blockmassen aufgetürmt am Trogenhorn, wo sie den pyramidenförmigen Blockgipfel bilden.

Erdschlipfe

Erdschlipfe und Rutschungen treten in den Mergelzonen des Habkernflysches und in den von Glazialschutt bedeckten Gebieten auf. Sie sind in erster Linie entlang den tief eingeschnittenen Wasserläufen zu beobachten. Die enorm erodierende Wirkung der Bäche, die durch den raschen Abfluß des Regenwassers aus den hochgelegenen trainierten Alpen wesentlich erhöht wird, reißt die Ufer ein. Das anschließende Gelände verliert seinen Halt und rutscht nach. Auf diese Weise ist besonders bei Tschiemen dem Lombach entlang ein breiter Streifen fruchtbaren Kulturlandes dem Untergang geweiht.

Schuttkegel

a) Bachschuttkegel. Die größte Schuttaufschwemmung unseres Untersuchungsgebietes bildet das Delta des Lombaches, welches zusammen mit demjenigen der Lütschine das fruchtbare „Bödeli" zwischen Thuner- und Brienzersee bildet. Eine Reihe kleiner Bachschuttkegel schufen die vom Höchst gegen die Alp Traubach hinunterfließenden Bächlein.

b) Trockene Schuttkegel. Große Trocken-Schuttkegel finden wir entlang dem ganzen Nordabhang der Harder - Brienzergrat-Kette. Das Material dazu liefern in erster Linie die Wangschichten.

Ziemlich ausgedehnt sind auch die Schuttkegel, die sich vom Südwesthang des Bohlberges zwischen Lammbach und Bohlbach gegen den Traubach erstrecken.

Quellen

Das Gebiet der Randkette ist mit Quellen reichlich versehen. Der Hohgantsandstein wirkt als guter Wasserspeicher. Quellaustritte erfolgen an der Auflagerungsfläche auf die wenig wasserdurchlässige Discocyclinenschicht. Innerhalb der Hohgantserie treten Quellen an der Oberfläche der Discocyclinen- und Lithothamnienkalklagen sowie der mergeligen Lagen aus.

An der Harder–Brienzergrat-Kette stellen die Gehängeschuttmassen große Wassersammler dar. Die Globigerinenmergel und der Flysch bilden die wenig durchlässige Unterlage.

Die Habkern-Mulde weist dort Quellen auf, wo Gehängeschutt-, Moränen- und Rutschmassen den wenig wasserdurchlässigen Flysch überlagern.

Karrenbildungen

Ausgedehnte Karrenfelder bildet der von der Eozänbedeckung befreite Schrattenkalk an den Sieben Hengsten und im Kessel von Innerbergli.

Moore

Moränenlehme und fast wasserundurchlässige Flysch-Schichten haben die Bildung ausgedehnter Moore, besonders im Quellgebiet der Großen Emme, ermöglicht. Kleine Tormoore gibt es auf der Riedernalp und auf der Alp Lombach.

ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE

Unsere Untersuchungen im Flysch des Habkerntales und des Quellgebietes der Großen Emme brachten folgende Ergebnisse:

1. Auf Grund der Untersuchungen von Vonderschmitt und Schaub sowie Soder in der östlichen Habkern-Mulde konnten wir auch den südwestlichen Teil derselben in zwei tektonische Einheiten unterteilen: Habkernflysch und Schlierenflysch.
2. Der Habkernflysch wurde auf lithologischer Basis in drei Zonen unterteilt:
   3. Wildflysch,
   2. Flysch mit Leimernpaketen,
   1. Basale Flysch-Schuppe.
3. Alle drei Zonen des Habkernflyschs sind an Hand der Foraminiferenfaunen ins Obereozän zu stellen.
4. Die Basale Flysch-Schuppe entspricht der von Soder als „Südelbachserie" beschriebenen Schichtfolge, die er noch zum Helvetikum zählte, aber darauf hinwies, daß sie eventuell tektonisch davon abzutrennen sei. Diese Trennung konnte nun eindeutig vorgenommen werden.
5. Die zweite Flyschserie enthält große Pakete von Leimernschichten. An deren Typlokalität (Alp Leimern) ließ sich nachweisen, daß diese Massen nicht tektonisch in den Flysch eingespießt sind, sondern daß sie während der Ablagerung des Flyschs in denselben eingerutscht sind. Fazies

und Alter (Turonien Paleozän) dieser Sedimente sprechen dafür, daß sie als Abkömmlinge der Couches rouges der Préalpes médianes zu betrachten sind.

6. Die beträchtlichen Massen von Leimernschichten und Habkerngranit im Wildflysch sind ebenfalls submarin eingerutscht. Die großen Konglomeratkomplexe sind zum Teil als solche eingerutscht, zum Teil sind die Gerölle im Wildflysch zum Konglomerat zusammengeschwemmt worden und gleichzeitig mit der Verfestigung des Wildflyschs zum Konglomerat zusammengekittet worden. Bestimmungen des Barium-Gehaltes des Habkerngranites ergaben im Vergleich mit den Analysenergebnissen anderer Granite der Alpen recht hohe Werte. Der Habkerngranit könnte somit der Barium-Lieferant für die mit ihm in den Wildflyschmergeln auftretenden Barytkugeln sein.
7. Der Habkernflysch wurde südlich anschließend an das Obereozän der Wildhorn-Drusberg-Decke abgelagert. Die Leimernschichten und die exotischen Granite werden gedeutet als Teile von nach Norden vorrückenden unterostalpinen Decken, die von einer Steilküste in den Sedimentationsraum des Habkernflyschs eingerutscht sind.
8. Vom Schlierenflysch ist nur die Basis (Maestrichtien) mit Sicherheit festgestellt worden.

Literaturverzeichnis

Anderegg, H. (1940): *Geologie des Isentales (Kt. Uri.)* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF.] *77*.

Arbenz, K. (1947): *Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland).* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF.] *89*.

Arbenz, P. (1934): *Die helvetische Region.* Geol. Führer der Schweiz, [Fasc. II].

Bailey, E. B. (1935): *Tectonic Essays, Mainly alpine.* (Oxford).

Baltzer, A. (1897): *Notiz über ein Mineralvorkommen im Berner Oberland.* Mitt. Naturf. Ges. Bern.

Beck, P. (1908): *Vorläufige Mitteilung über Klippen und exotische Blöcke östlich des Thunersees.* Mitt. Naturf. Ges. Bern.

— (1911): *Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken.* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF.] *29*.

— (1912): *Die Niesen–Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet.* Eclogae geol. Helv. *12*.

Bentz, F. (1948): *Geologie des Sarnersee-Gebietes.* Eclogae geol. Helv. *41*.

Berliat, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *35*.

Bolli, H. (1944): *Zur Stratigraphie der Obern Kreide in den höheren helvetischen Decken.* Eclogae geol. Helv. *37*.

Boussac, J. (1912): *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin.* Mém. p. serv. à l'expl. de la carte géol. dét. de la France.

Bursch, J. G. (1947): *Mikropaläontologische Untersuchungen des Tertiärs von Groß Kei (Molukken).* Schweiz. Pal. Abh. *65.*

Buxtorf, A. (1908): *Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen.* Z. dtsch. geol. Ges. *60.*

— (1910a): cf. Eclogae geol. Helv. *11*, p. 286/87.

— (1910b): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks* (Spezialkarte Nr. 27a mit Profiltafel Nr. 27b).

— (1924): *Geologie des Pilatus.* Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Luzern.

— (1943): *Über das Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflysches.* Eclogae geol. Helv. *36.*

Cadisch, J. (1934): *Geologie der Schweizer Alpen.* (Zürich).

— (1941): in J. Cadisch, P. Bearth und F. Spaenhauer: *Erläuterungen zu Blatt 420 (Ardez).* Geol. Atlas Schweiz.

Cita, M. B. (1948): *Ricerche stratigraphiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda).* Publicazioni dell'Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica della Università di Milano [S. P.], No. 53.

Cushman, J. (1948): *Foraminifera, their classification and economic use.* Harvard University Press.

Douvillé, H. (1920): *Révision des Orbitoïdes. Deuxième Partie: Orbitoïdes du Danien et de l'Eocène.* Bull. Soc. géol. France (4), *22.*

Forrer, M. (1946): *Über den Flysch der östlichen Wildhausermulde* (vorläufige Mitteilung). Eclogae geol. Helv. *39.*

Furrer, M. (1949): *Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch, Kanton Luzern).* Eclogae geol. Helv. *42.*

Gagnebin, E. (1917): *La tectonique des Pléiades et le problème du «Wildflysch».* Proc. verb. Soc. vaud. sci. nat.

Gerber, E. (1910): *Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge.* Eclogae geol. Helv. *11.*

Gherman, J.: *Geologische Untersuchungen im Traubachtal bei Habkern, mit einer Karte 1:25000.* Unveröffentlichte Arbeit, deponiert im Geolog. Institut d. Universität Bern.

Glaessner, M. F. (1937): *Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung.* Studies Micropal., Moscow *1*, [Fasc. 1], p. 27–46.

Gubler, J. (1946): *Sur la Stratigraphie du Flysch au Sud de Pau (Basses-Pyrénées).* Bull. Soc. géol. France, [5e série], *16*, p. 401.

Guembel, C. W. (1868): *Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eozängebilde.* Abh. k. Bayr. Ak. W. II Cl. X, *2*, (Abt. München).

Haug, E. (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales,* Bull. Soc. géol. France, [4e série], *25.*

Haus, H. (1935): *Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miozänen Nagelfluh des obern Emmentales und deren Bedeutung für die Tektonik des Alpenrandes.* Eclogae geol. Helv. *28.*

— (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im obern Emmental.* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF.] *75.*

Heim, A. (1921): *Geologie der Schweiz.* (Leipzig).

Heim, Arn. (1908): *Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizer Alpen.* Abh. schweiz. pal. Ges. *35.*

Hugi, E. (1900): *Die Klippenregion von Giswil.* N. Denkschr. d. allg. Schweizer. Ges. f. d. ges. Naturw. *36.*

Kaufmann, F. J. (1872): *Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz.* Beitr. geol. Karte Schweiz *11.*

Kaufmann, F. J. (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen.* Beitr. geol. Karte Schweiz, *24.*

Keijzer, F. G. (1946): *Outline of the Geology of the easten Part of the Province of Oriente,* Cuba, Diss. Utrecht.

Leupold, W. (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuß und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *35.*

Liebus, A. (1911): *Die Foraminiferenfauna der mitteleozänen Mergel von Norddalmatien.* Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss.

Liechti, P. (1930): *Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluh-Gruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees.* Mitt. Naturf. Ges. Bern.

Lugeon, M. (1901): *Les grandes nappes de Recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse.* Bull. Soc. géol. France, [4e série] *1.*

— (1916): *Sur l'origine des blocs exotics du Flysch préalpin.* Eclogae geol. Helv. *14.*

— (1916): *Sur l'inexistence de la nappe du Augstmatthorn.* Procès verbaux Soc. vaud. sci. nat.

— (1943): *Une nouvelle hypothèse tectonique: La Diverticulation.* Bull. Soc. vaud. sci. nat. *62.*

Marie, P. (1936): *Sur la microfaune du Crétacé moyen et supérieur à faciès bathyal du Nord Marocain.* C. r. Acad. Sci. Paris *202,* N° 2, p. 145.

Mollet, H. (1921): *Geologie der Schafmatt–Schimberg-Kette und ihrer Umgebung.* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF.] *47.*

Murchison, R. J. (1849): *On the Geological Structure of the Alps, Appennines and Carpathians.* Quart. J. geol. Soc. (London).

Noll, W. (1934): *Geochemie des Strontiums mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums.* Chemie der Erde *8* (Jena).

Schardt, H. (1898): *Les Régions exotiques du versant Nord des Alpes suisses.* Bull. Soc. vaud. sci. nat. *34,* N° 128.

Schaub, H.: s. Vonderschmitt, L.

Schlumberger, M. (1903): *Troisième Note sur les Orbitoides.* Bull. Soc. géol. France (4), *3.*

Schmidt, C. (1906/07): *Bild und Bau der Schweizeralpen.* Beilage zum Jb. SAC. *42.*

Schmidt, C., mit A. Buxtorf und H. Preiswerk (1907): Führer zu den Exkursionen der deutschen geol. Gesellschaft im südl. Schwarzwald, im Jura und in den Alpen.

Schneeberger, W. (1926): *Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees.* Mitt. Naturf. Ges. Bern.

Schumacher, J. (1948): *Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen.* Vorläufige Mitteilung. Eclogae geol. Helv. *41.*

Schwager, C. (1883): *Die Foraminiferen aus den Eozänablagerungen der Libyschen Wüste und Ägyptens.* Paleontographica, (Cassel) *30* [Folge 3, *6*], p. 79–153.

Soder, P. (1949): *Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschließenden Teiles der Habkern-Mulde (Kanton Luzern).* Eclogae geol. Helv. *42.*

Staub, R. (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] *52.*

— (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *82.*

— (1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer,* 1. Fortsetzung. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *87.*

Staeger, D. (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern.* Eclogae geol. Helv. *37.*

Studer, B. (1825): *Beyträge zu einer Monographie der Molasse* (Bern).

— (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie* (Bern).

Tercier, J. (1928a): *Les faciès du Crétacé supérieur et du Nummulitique dans la Région d'Habkern.* Eclogae geol. Helv. *21.*

— (1928b): *Nouvelles observations géologiques dans la partie médiane de la chaîne du Gurnigel (Préalpes externes).* Eclogae geol. Helv. *21.*

— (1928c) *Géologie de la Berra.* Mat. carte géol. Suisse [N.S.] *60.*

— (1934): *Habkern et ses environs.* Geol. Führer Schweiz, Fasc. VIII.

— (1945): *Le problème de l'origine des Préalpes.* Bull. Soc. frib. sci. nat. *37.*

— (1946): *Traversée des Préalpes externes (zone du Flysch).* Eclogae geol. Helv. *38*, p. 497.

— (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine.* Eclogae geol. Helv. *40.*

Tobler, A. (1929): *Pellatispira im Priabonien von Lenk (Berner Oberland).* Eclogae geol. Helv. *22.*

Trechmann, C. T. (1948a): *Some Puzzling Features of Alpine and West Indian Metamorphic Rocks.* Geol. Mag., Oct.

— (1948b): *The West Indies and the Mountain Uplift Problem* (B.T. Ord. Limited, West Hartlepool).

Tschachtli, B. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes.* Diss. Bern.

Vonderschmitt, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] *50.*

Vonderschmitt, L., & Schaub, H. (1943): *Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch.* Eclogae geol. Helv. *36.*

Wanner, J. (1940): *Gesteinsbildende Foraminiferen aus Malm und Unter-Kreide des östlichen ostindischen Archipels nebst Bemerkungen über Orbulinaria Rhumbler und verwandte Foraminiferen.* Pal. Z. *22*, Nr. 2.

Wehrli, L. (1919): *Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen.* Beitr. Geologie Schweiz, Geotechn. Serie, VII. Lfg.

Washington, H. S. (1903): *Chemical Analyses of Ignoeus Rocks.* Washington, Government Printing Office.

KARTEN

Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 2, Basel–Bern (1942); Blatt 6, Sion (1942).

Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XIII, Interlaken–Sarnen–Stans (1887).

Beck, P. (1910): *Geologische Karte der Gebirge nördlich Interlaken, 1:50000, Spezialkarte Nr. 56a.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] *29.*

Schider, R. (1913): *Geologische Karte der Schrattenfluh, 1:25000, Spezialkarte Nr. 76a.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] *43.*

Mollet, H. (1921): *Geologische Karte des Schafmatt–Schimberggebietes (Kanton Luzern), 1:25000, Spezialkarte Nr. 91.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] *47.*

Michel, F. L. (1922): *Geologische Karte und Profile des Brienzergrates, Spezialkarte Nr. 95.* 1:50000.

Soder, P. (1949): *Geologische Karte der westlichen Schrattenfluh und der südlich anschließenden Teile der Habkern-Mulde, 1:12500.* Eclogae geol. Helv. *42*, Tafel V.

Furrer, M. (1949): *Geologische Karte der subalpinen Flyschzone nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch), 1:25000.* Eclogae geol. Helv. Helv. *42*, Tafel VII.

Haus, H. (1937): *Geologische Kartenskizze der Gegend von Schangnau, 1:25000.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] *75*, Tafel I.

Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 395, Lauterbrunnen (1933); Blatt 420, Ardez (1940).

Manuskript eingegangen im November 1951

Curriculum vitae

Am 17. März 1924 wurde ich, Walter Oswald Gigon, von Fontenais (Kt. Bern) als Sohn des Marcel Gigon, BTB.-Angestellter, und der Frieda, geb. Müller, in Basel geboren.

Ich besuchte die Primarschule in Oberwil, dem Wohnort meiner Eltern, und anschließend das Mathematisch-Naturwissenschaftliche Gymnasium in Basel, das ich im Frühjahr 1943 mit dem Reifezeugnis verließ. Darauf immatrikulierte ich mich an der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel. Zum Hauptfach Geologie-Paläontologie wählte ich die Nebenfächer Mineralogie, Botanik und Zoologie.

Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen folgender Herren:

Proff. A. Buxtorf, H. Erlenmeyer, J. Gantner, M. Geiger-Huber, Ed. Handschin, H. Hediger, P. Huber, A. Portmann, M. Reichel, M. Reinhard, P. Ruggli, H. Schmalenbach, O. Schüepp, G. Senn, W. von den Steinen, W. Vischer, L. Vonderschmitt, R. Wildt, P.D. Drs. H. Annaheim, P. Bearth und Ed. Wenk.

Die vorliegende Arbeit wurde in den Jahren 1946–1950 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt am Geologisch-Paläontologischen Institut ausgeführt.

Seit Herbst 1949 bin ich als temporärer Assistent an der geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Basel tätig.

Geologische Karte des Habkerntales und des Quellgebietes der Großen Emme

von W. GIGON

aufgenommen 1946–48

Maßstab 1:25000

628 632

180 176 172

Aff
2036 ×
Δ 2062
A. Trogen
A. Trau-bach
× 1776
Grünenberg
Sieben Hengste
× 1955,2
Höchst
1800 ×
Bohlberg
1713,9 Δ
Kaltbach
Schöpfenwald
Lamm
Lammgraben
Bohlbach
Stand
× 1819
Gemmenalphorn Δ
Guggen-hürli
Bodmi
Habbach
A. Wang
1788 ×
× 1840
Habkern
Leimern
Holzfluh
Bühlbach
Lombach
Waldegg
Suldbach
Hohe Fluh Δ 1781
Wanniknubel Δ
Haarder

1 2 3 4

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

5

636

640

2188 ×

Hohgant

teinige Matte

1843.

Brönd lisfluh

A. Scherpfenberg

Leimbach

Tannhorn
△
2221,0

180

Aelgäu

Habchegg

Hint - Nollen

Heidbühl

Emme

Schmierenhorn
×
2069

Tiefen - graben

Gummhorn
△
2040

Hinterringg

Blasenhubel
△
1965,6

Winträsch

A. Lombach

1759

5

4

Augstmatthorn

Bodmisegg

Suggiturm
△
2085,6

176

3

LEGENDE

Quartär
- Alluvialböden
- Moor
- Bachschuttkegel
- Erosionsränder
- Gehängeschutt und trockene Schuttkegel
- Bergsturz und Blockschutt
- Schlipf und Erdrutsch
- Sackungen
- Stauschotter, Terrassen
- Lokalmoräne, Wall

Wildhorn-Drusberg-Decke
- Globigerinenmergel mit Wängenkalk
- Hohgantserie
- Discocyclinenkalk und Lithothamnienkalk
- Discocyclinenschicht
- Quarzsandstein und Complanatenschichten
- Wangschichten
- Seewerkalk
- Schrattenkalk und Orbitolinaschichten
- Drusbergschichten
- Altmannhorizont
- Kieselkalk

× Erratische Blöcke

○ Quellen

⊙ Versickerungstrichter

Brüche

Grenze zwischen Helvetikum und Habkern-Mulde und zwischen Habkern- und Schlierenflysch

Habkern-Mulde
- Schlierenflysch
- Schlierenflysch-Schutt

Habkernflysch
- Wildflysch
- mit Barytkugeln
- mit Leimernschichten
- mit Gips

- Flysch mit Oberkreidepaketen
- Leimernschichten, große Pakete
- Leimernschichten, viele kleine Linsen

- Flysch der basalen Schuppe

BRIENZER - SEE

636

WASSERMANN A.G., BASEL

172

Geologische Profile durch die Habkern-Mulde

zwischen Thunersee und Großer Emme

1 : 25 000

von W. GIGON

Unter Mitbenützung der Arbeiten P. Beck und H. Haus

Quartär

HABKERN-MULDE

Schlierenflysch (Maestrichtien)

Habkernflysch (Priabonien)

Wildflysch mit Einschlüssen von:
Leimernschichten
Barytkugeln
Konglomeraten
Gips (G)
Habkerngranit (Gr)

Flysch mit Leimernpaketen

Mergel mit Sandsteinbänken (Obereozän)

Leimernschichten (Oberkreide-Paläozän)

Basale Flysch-Schuppe

Mergel mit Sandsteinbänken

WILDHORN-DRUSBERG-DECKE

Globigerinenmergel mit Wängenkalken (Priabonien)

Hohgantserie (Priabonien)

Discocyclinenschicht (Mittel-Obereozän?)

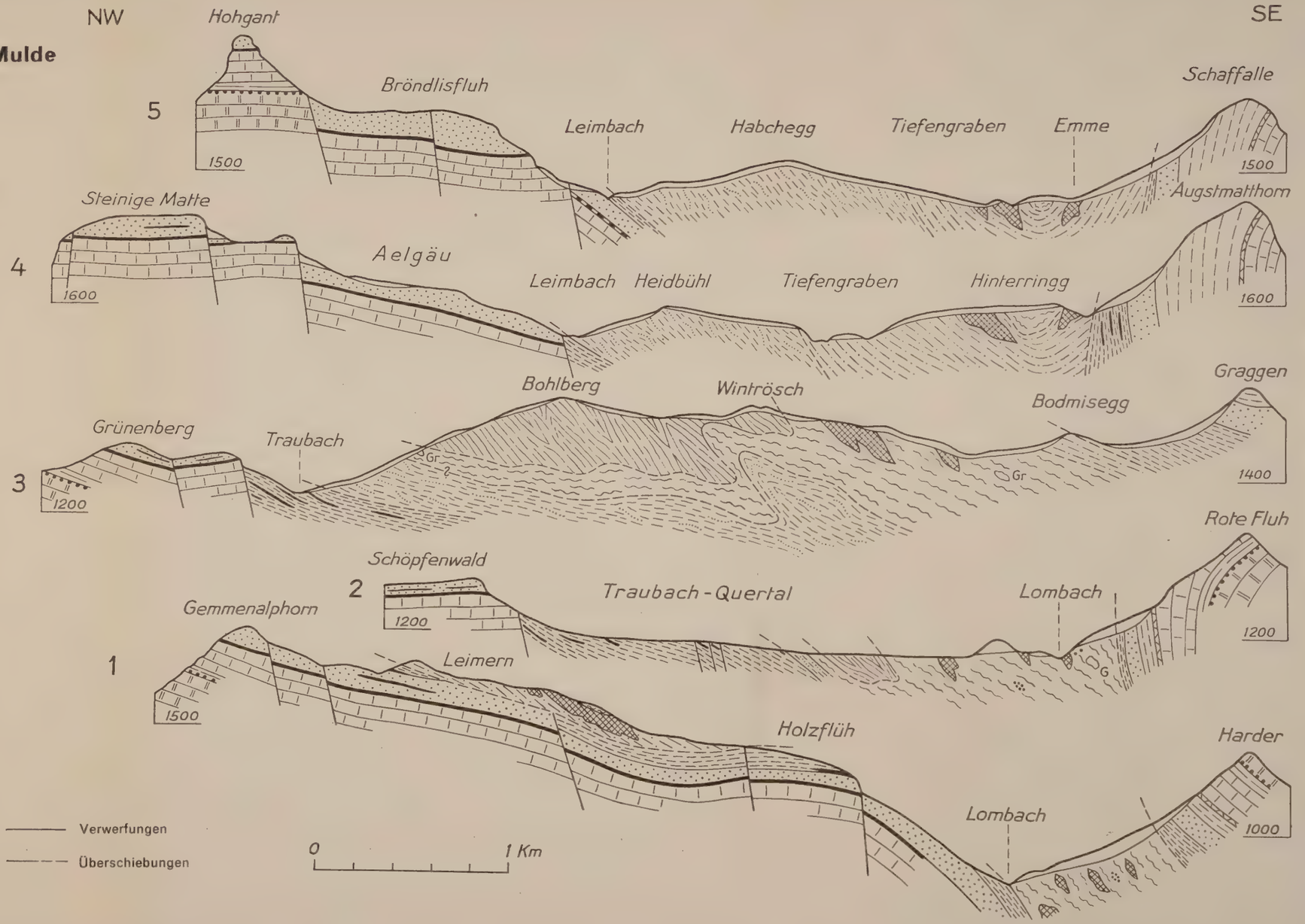
Quarzsandstein und Complanatenschichten (Lutétien)

Wangschichten (Maestrichtien)

Seewerkalk (Turonien)

Schrattenkalk, Drusbergschichten } (Barrémien)

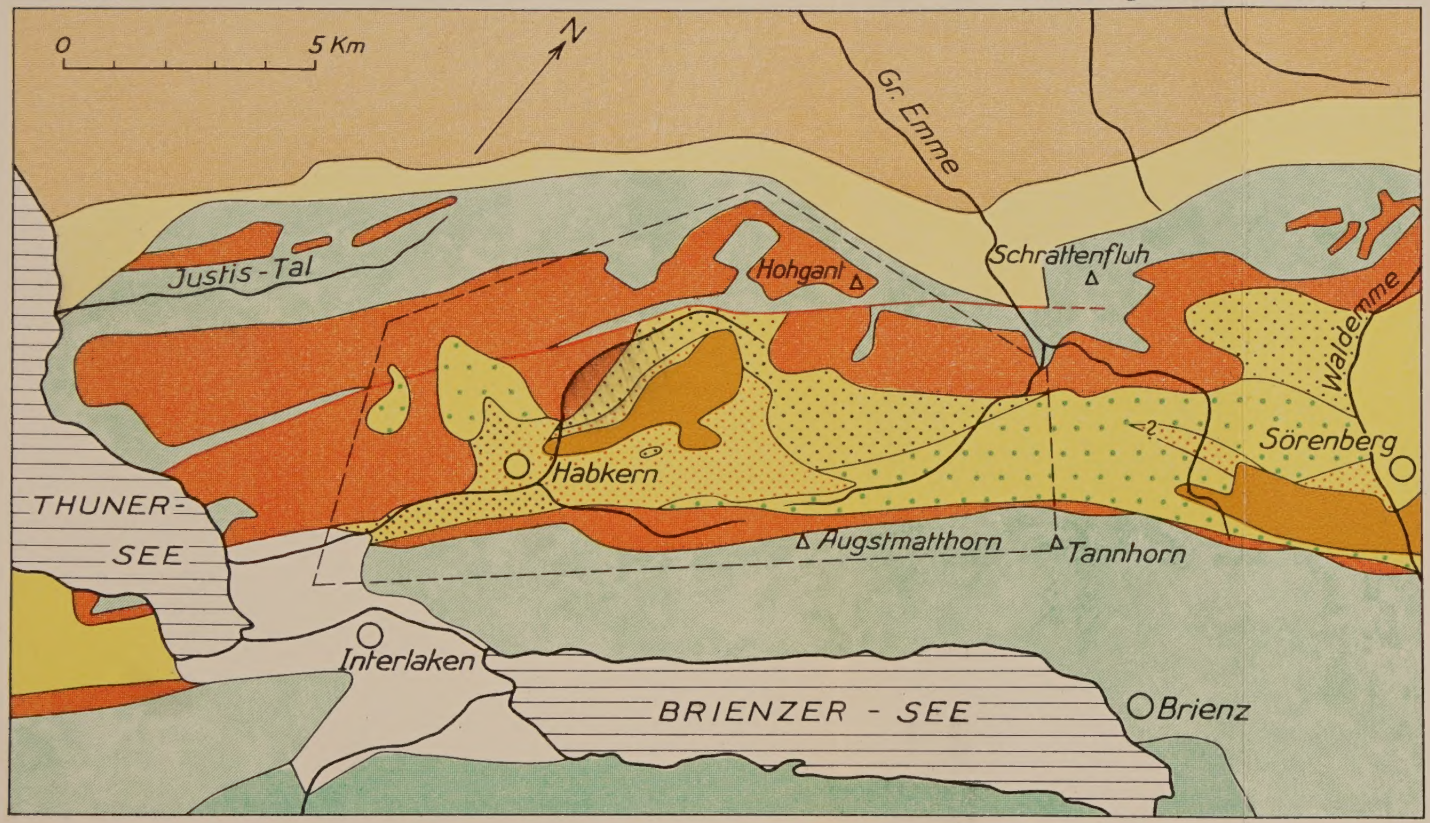
Altmannschichten, Kieselkalk } (Hauterivien)



Tektonische Karte der Habkern-Mulde zwischen Thunersee und Waldemme

1:150000

zusammengestellt von W. GIGON



Alluvialböden

Schlierenflysch

Habkernflysch i. allg.

Wildflysch

Flysch mit Leimernpaketen

Basale Flysch-Schuppen

Auf Tafel I dargestelltes Gebiet

Sundlauenen–Hohgant-Verwerfung

Wildhorn–Drusberg-Decke

Eozän

Kreide

Jura

Subalpiner Flysch

Subalpine Molasse